This is a digital copy of a book that was preserved for generations on library shelves before it was carefully scanned by Google as part of a project to make the world's books discoverable online.

It has survived long enough for the copyright to expire and the book to enter the public domain. A public domain book is one that was never subject to copyright or whose legal copyright term has expired. Whether a book is in the public domain may vary country to country. Public domain books are our gateways to the past, representing a wealth of history, culture and knowledge that's often difficult to discover.

Marks, notations and other marginalia present in the original volume will appear in this file - a reminder of this book's long journey from the publisher to a library and finally to you.

Usage guidelines

Google is proud to partner with libraries to digitize public domain materials and make them widely accessible. Public domain books belong to the public and we are merely their custodians. Nevertheless, this work is expensive, so in order to keep providing this resource, we have taken steps to prevent abuse by commercial parties, including placing technical restrictions on automated querying.

We also ask that you:

+ *Make non-commercial use of the files* We designed Google Book Search for use by individuals, and we request that you use these files for personal, non-commercial purposes.

+ *Refrain from automated querying* Do not send automated queries of any sort to Google's system: If you are conducting research on machine translation, optical character recognition or other areas where access to a large amount of text is helpful, please contact us. We encourage the use of public domain materials for these purposes and may be able to help.

+ *Maintain attribution* The Google "watermark" you see on each file is essential for informing people about this project and helping them find additional materials through Google Book Search. Please do not remove it.

+ *Keep it legal* Whatever your use, remember that you are responsible for ensuring that what you are doing is legal. Do not assume that just because we believe a book is in the public domain for users in the United States, that the work is also in the public domain for users in other countries. Whether a book is still in copyright varies from country to country, and we can't offer guidance on whether any specific use of any specific book is allowed. Please do not assume that a book's appearance in Google Book Search means it can be used in any manner anywhere in the world. Copyright infringement liability can be quite severe.

About Google Book Search

Google's mission is to organize the world's information and to make it universally accessible and useful. Google Book Search helps readers discover the world's books while helping authors and publishers reach new audiences. You can search through the full text of this book on the web at `http://books.google.com/`

Über dieses Buch

Dies ist ein digitales Exemplar eines Buches, das seit Generationen in den Regalen der Bibliotheken aufbewahrt wurde, bevor es von Google im Rahmen eines Projekts, mit dem die Bücher dieser Welt online verfügbar gemacht werden sollen, sorgfältig gescannt wurde.

Das Buch hat das Urheberrecht überdauert und kann nun öffentlich zugänglich gemacht werden. Ein öffentlich zugängliches Buch ist ein Buch, das niemals Urheberrechten unterlag oder bei dem die Schutzfrist des Urheberrechts abgelaufen ist. Ob ein Buch öffentlich zugänglich ist, kann von Land zu Land unterschiedlich sein. Öffentlich zugängliche Bücher sind unser Tor zur Vergangenheit und stellen ein geschichtliches, kulturelles und wissenschaftliches Vermögen dar, das häufig nur schwierig zu entdecken ist.

Gebrauchsspuren, Anmerkungen und andere Randbemerkungen, die im Originalband enthalten sind, finden sich auch in dieser Datei – eine Erinnerung an die lange Reise, die das Buch vom Verleger zu einer Bibliothek und weiter zu Ihnen hinter sich gebracht hat.

Nutzungsrichtlinien

Google ist stolz, mit Bibliotheken in partnerschaftlicher Zusammenarbeit öffentlich zugängliches Material zu digitalisieren und einer breiten Masse zugänglich zu machen. Öffentlich zugängliche Bücher gehören der Öffentlichkeit, und wir sind nur ihre Hüter. Nichtsdestotrotz ist diese Arbeit kostspielig. Um diese Ressource weiterhin zur Verfügung stellen zu können, haben wir Schritte unternommen, um den Missbrauch durch kommerzielle Parteien zu verhindern. Dazu gehören technische Einschränkungen für automatisierte Abfragen.

Wir bitten Sie um Einhaltung folgender Richtlinien:

+ *Nutzung der Dateien zu nichtkommerziellen Zwecken* Wir haben Google Buchsuche für Endanwender konzipiert und möchten, dass Sie diese Dateien nur für persönliche, nichtkommerzielle Zwecke verwenden.

+ *Keine automatisierten Abfragen* Senden Sie keine automatisierten Abfragen irgendwelcher Art an das Google-System. Wenn Sie Recherchen über maschinelle Übersetzung, optische Zeichenerkennung oder andere Bereiche durchführen, in denen der Zugang zu Text in großen Mengen nützlich ist, wenden Sie sich bitte an uns. Wir fördern die Nutzung des öffentlich zugänglichen Materials für diese Zwecke und können Ihnen unter Umständen helfen.

+ *Beibehaltung von Google-Markenelementen* Das "Wasserzeichen" von Google, das Sie in jeder Datei finden, ist wichtig zur Information über dieses Projekt und hilft den Anwendern weiteres Material über Google Buchsuche zu finden. Bitte entfernen Sie das Wasserzeichen nicht.

+ *Bewegen Sie sich innerhalb der Legalität* Unabhängig von Ihrem Verwendungszweck müssen Sie sich Ihrer Verantwortung bewusst sein, sicherzustellen, dass Ihre Nutzung legal ist. Gehen Sie nicht davon aus, dass ein Buch, das nach unserem Dafürhalten für Nutzer in den USA öffentlich zugänglich ist, auch für Nutzer in anderen Ländern öffentlich zugänglich ist. Ob ein Buch noch dem Urheberrecht unterliegt, ist von Land zu Land verschieden. Wir können keine Beratung leisten, ob eine bestimmte Nutzung eines bestimmten Buches gesetzlich zulässig ist. Gehen Sie nicht davon aus, dass das Erscheinen eines Buchs in Google Buchsuche bedeutet, dass es in jeder Form und überall auf der Welt verwendet werden kann. Eine Urheberrechtsverletzung kann schwerwiegende Folgen haben.

Über Google Buchsuche

Das Ziel von Google besteht darin, die weltweiten Informationen zu organisieren und allgemein nutzbar und zugänglich zu machen. Google Buchsuche hilft Lesern dabei, die Bücher dieser Welt zu entdecken, und unterstützt Autoren und Verleger dabei, neue Zielgruppen zu erreichen. Den gesamten Buchtext können Sie im Internet unter `http://books.google.com` durchsuchen.

NEU
5[illegible]1

HARVARD UNIVERSITY.

LIBRARY

OF THE

MUSEUM OF COMPARATIVE ZOÖLOGY.

6185.

Bought.

May 1. 1908.

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Neues Jahrbuch

für

Mineralogie, Geologie und Palaeontologie.

Unter Mitwirkung einer Anzahl von Fachgenossen

herausgegeben von

M. Bauer, E. Koken, Th. Liebisch
in Marburg. in Tübingen. in Göttingen.

XIX. Beilage-Band.
Mit XXIX Tafeln und 66 Textfiguren.

STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagshandlung (E. Nägele).
1904.

Digitized by Google

Alle Rechte vorbehalten.

Druck von Carl Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

Digitized by Google

Inhalt.

Seite

Bavink, B.: Beiträge zur Kenntniss der magnetischen Influenz in Krystallen. (Mit Taf. XXI—XXIII und 13 Figuren im Text.) 377

Bräuhäuser, M.: Die Diluvialbildungen der Kirchheimer Gegend (Württemberg). (Mit Taf. VI—IX und 31 Textfiguren.) 85

Broili, F.: Über Diacranodus texensis Cope (= Didymodus? compressus Cope). (Mit Taf. XXIV, XXV.) 467

Dietrich, W.: Älteste Donauschotter auf der Strecke Immendingen—Ulm. (Mit Taf. I, II und 5 Figuren im Text.) 1

Huene, F. v.: Dystrophaeus viaemalae Cope in neuer Beleuchtung. (Mit Taf. XIV—XVI und 14 Textfiguren.) 319

Lenarčič, J.: Petrogenetische Studien. (Mit Taf. X und 4 Textfiguren.) 152

Lindemann, B.: Über einige wichtige Vorkommnisse von körnigen Carbonatgesteinen mit besonderer Berücksichtigung ihrer Entstehung und Structur. (Mit Taf. XI—XIII und 1 Textfigur.) 197

Noetling, F.: Über Medlicottia Waag. und Episageceras n. g. aus den permischen und triadischen Schichten Indiens. (Mit Taf. XVII—XX.) 334

Reuber, O.: Die Basalte südlich von Homberg a. d. Efze bis zum Knüllgebirge. (Mit Taf. XXVII, XXVIII, 1 Übersichtskarte [Taf. XXIX] und 7 Figuren im Text.) 503

Digitized by Google

Seite

Schlosser, M.: Notizen über einige Säugethierfaunen aus dem Miocän von Württemberg und Bayern. (Mit Taf. XXVI.) 485

Zalinski, E. R.: Untersuchungen über Thuringit und Chamosit aus Thüringen und Umgebung. (Mit Taf. III—V und 1 Textfigur.) 40

Digitized by Google

MAY 1 1908

L 185

15. Juni 1904.

Neues Jahrbuch

für

Mineralogie, Geologie und Palaeontologie.

Unter Mitwirkung einer Anzahl von Fachgenossen

herausgegeben von

M. Bauer, E. Koken, Th. Liebisch

in Marburg. in Tübingen. in Göttingen.

XIX. Beilage-Band.

Erstes Heft.

Mit Taf. I—X und 41 Textfiguren.

STUTTGART.

E. Schweizerbart'sche Verlagshandlung (E. Nägele).

1904.

Digitized by Google

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagshandlung (E. Nägele) in Stuttgart.

Das

Quartär von Nordeuropa.

Von

E. Geinitz.

Mit einer Einleitung:

Die Flora und Fauna des Quartärs

von **Fr. Frech**, mit Beiträgen von **E. Geinitz.**

Mit 2 Lichtdrucktafeln, 4 Karten, 12 Texttafeln, 6 Beilagen, 163 Abbildungen, Figuren, Diagrammen u. Karten und zahlreichen Tabellen im Text.

(Sonderausgabe von „Lethaea geognostica" II. Bd. I. Abth.)

430 S. gr. 8°. — **Preis Mk. 58.—.**

Inhalt: Die Flora des Quartärs. Die Thierwelt des Quartärs. — Das Quartär von Nordeuropa. Allgemeines über das nordeuropäische Quartär oder Diluvium. Das Quartär von Fennoscandia. Das Quartär von Russland, ausser Fennoscandia. Das Quartär von Dänemark. Das Quartär von Norddeutschland. Das Quartär im Nordseegebiet westlich der Weser (I. Holland, II. Diluvium südlich des Rheins). Das Quartär von Belgien. Das Quartär von Grossbritannien. Nachträge.

Die erste grosse zusammenfassende Darstellung des nordeuropäischen Quartärs.

Soeben erschien:

Carl A. von Zittel.

25. IX. 1839 bis 5. I. 1904.

Ein Nachruf

von

J. F. Pompeckj.

(Sep.-Abdr. aus „Palaeontographica".)

Mit einem Porträt v. Zittel's in Lichtdruck.

Preis 3 Mark.

Digitized by Google

1998

Aelteste Donauschotter auf der Strecke Immendingen—Ulm.

Von

Wilhelm Dietrich aus Senden.

Mit Tafel I und II und 5 Figuren im Text.

Inhaltsübersicht.

	Seite
Die bisherigen Ansichten über die Quarz- und Quarzitgerölle . .	1— 4
Die alten Gerölle der Ulmer Alb insbesondere	4— 9
Zusammensetzung der alten Gerölle	9—15
Lagerungsverhältnisse der alten Gerölle	15—24
Höhenlage der Quarzgerölle	24—29
Das Alter der Gerölle	29—31
Die Lage der pliocänen Donau	31—36
Überblick	36—38
Verzeichnis der benützten Literatur	38—39

Die bisherigen Ansichten über die Quarz- und Quarzitgerölle.

Auf fünf Atlasblättern, Tuttlingen, Fridingen, Riedlingen, Blaubeuren und Ulm, hat die geologische Specialkarte von Württemberg als „Quarzgerölle", „Quarzitgerölle" (Dq) eine Ablagerung ausgeschieden, mit deren Alter und Herkunft sich auch die Begleitworte beschäftigen. Die Genauigkeit der Darstellung der einzelnen Vorkommnisse auf der Karte, die wir Hildenbrandt verdanken, ist bewundernswerth; es liessen sich neue Vorkommnisse nicht finden; lediglich konnte ein grösserer Umfang der verzeichneten und das Vorhandensein versprengter Gerölle auch auf Blatt Ebingen, Ehingen, sowie Riedlingen nachgewiesen werden. Auf Blatt Ulm sind sie im Jahre 1866

Digitized by Google

von O. Fraas[1] beschrieben und als „Quarzitgerölle" von dem „alpinen Gerölle" (= fluvioglaciale Schotter der Iller-Lechplatte am Südrande des Blattes) unterschieden worden. Auch die Quarzitgerölle stammen aus den Alpen. „Ob beide Arten von Geröllen einer und derselben Periode angehören oder der Zeit nach auseinanderfallen, darüber kann noch kein Urtheil gefällt werden." Dass die Gerölle hier etwas modificirt erscheinen und thatsächlich alpine Bestandtheile enthalten, wird die specielle Beschreibung darlegen. Die Bemerkungen in den übrigen Begleitworten rühren von Quenstedt her; über die Gerölle auf Blatt Blaubeuren, auf die er da und dort immer wieder zurückkommt, äussert er sich ausführlicher[2]. Er hält sie für „Vorläufer der Gletscherzeit", d. h. für Gebilde, die wir jetzt in das System des Deckenschotters einreihen. Sie sind Reste des älteren Deckenschotters Oberschwabens. Ihr hauptsächlicher Verbreitungsbezirk ist hier auf den Höhen des Blauthales und sie sind es, welchen auch andere Forscher ihre Aufmerksamkeit gewidmet haben. So Engel in seinem Aufsatze „Über die jurassische Nagelfluhe auf der Ulmer Alb"[3], wo er sich für den glacialen und alpinen Charakter der Gerölle ausspricht („sie haben mich, so oft ich sie sah, recht gletscherhaft angemuthet"). Später[4] fasst er sie als fluvioglaciale Schotter der Jungmoränen des Rheingletschers, also als Äquivalente der Niederterrasse im Alpenvorlande, auf. In der 2. Auflage des „Wegweisers" schliesst er sich an v. Branco[5] an, der, in seiner Übersicht über das schwäbische Diluvium, zu der Ansicht neigt, dass es sich um jungtertiäre Gerölle handle, „vielleicht um die an Ort und Stelle gebliebenen Überreste zerstörter Schichten, welche hier auf dem Jura und anderen Tertiärschichten auflagerten. Der Grimmelfinger Meeressand hat freilich nur Quarzkörner von Hagelkorngrösse; das schliesst jedoch nicht aus, dass nicht an anderen Orten grössere Quarzgerölle abgelagert sein konnten."

[1] O. Fraas, Begleitworte. p. 14.

[2] Quenstedt, Begleitworte zu Blatt Blaubeuren. p. 20.

[3] Jahreshefte d. Ver. f. vaterl. Naturk. 1882. p. 73, und auch Geogn. Wegweiser. I. Aufl. 1883. p. 293.

[4] Schwabenalb. 1897. p. 178.

[5] v. Branco, Vulcanembryonen. 1894. p. 65.

Digitized by Google

Von den auf das Oberamt Ulm entfallenden Ablagerungen sagt E. Fraas[1]: „Sie stammen offenbar von der ältesten und nach Penck am weitesten ausgedehnten Ablagerung der Gletschergebilde, welche als Deckenschotter bezeichnet wird.“ Herrschen über das Alter einige Meinungsverschiedenheiten, so stimmen bezüglich der Natur und Herkunft der Quarzgerölle Engel, die beiden Fraas und Quenstedt vollkommen überein; es handelt sich um alpine Kiesmassen fluvioglacialen Ursprungs. Wie wir es uns zu erklären haben, dass dieselben auf der Höhe der Südostabdachung der Alb liegen, darüber äussert sich bestimmt nur E. Fraas (l. c. p. 286): „Es ist interessant, dass diese Geschiebe so weit im Norden noch in einer Höhe von über 100 m über dem Thal sich finden, denn sie beweisen uns, dass die Erosion des Donauthals in jener Zeit noch keineswegs die Tiefenlage hatte wie heute, sondern dass das Thal mindestens 100 m höher lag, eine Erscheinung, welche auch mit den übrigen Beobachtungen am Deckenschotter Oberschwabens übereinstimmt.“ Quenstedt hebt mehr die Schwierigkeiten einer Erklärung heraus, als dass er eine solche giebt, wenn er schreibt[2]: „Dass die Dinge bei Hausen etc. gerade die höchsten Kuppen decken, fällt so auf, und wie kamen sie über die tiefe Thalschlucht der Blau? Hingen die minder bedeutenden Lager[3] südlich um Gleissenburg und auf Hülen einst damit zusammen? Man fühlt sich geneigt, das Illerthal als die Transportstrasse anzusehen.“ Was die Herkunft der Gerölle anbetrifft, so äussert sich Engel[4] darüber gelegentlich folgendermaassen: „Sie stammen möglicherweise von einem in die Tiefe gesunkenen Gebirge, welches zur Eocänzeit sich an Stelle der heutigen Alpen befand[5].“

[1] E. Fraas, Beschreibung des Oberamts Ulm. 1. Bd. 1897. p. 286.

[2] Quenstedt l. c. p. 20.

[3] Das ist nicht ganz richtig. Das Lager „auf Hülen“ ist mindestens ebensomächtig wie die auf der linken Seite der Blau.

[4] Wegweiser. 1896. p. 423.

[5] Ähnlich sagt v. Gümbel (Geognost. Beschreibung von Bayern. Bd. 1. 1861. p. 795) von dem Quarzgeröll der Donauhochebene zwischen Passau und Regensburg: „Die grössere Masse muss aber einen anderen Ursprung (als den aus dem bayerischen Walde) haben. Wir deuten hier wiederholt auf jenen Urgebirgsrücken hin, dessen Zug früher einmal vom bayerischen Walde quer zu den Alpen gerichtet gewesen sein mag und dessen Zertrümmerung reiches Material für die diluviale Zeit liefern konnte.“

Digitized by Google

Betonten zwar auch Engel, O. Fraas und Quenstedt den ausgesprochenen Unterschied gegen echt alpine Schotter, so machte doch erst Koken[1] auf Keupersandsteine in den Quarzgeröllen von Sonderbuch, Oberschelklingen etc. und das scheinbar alpine Material über Schelklingen aufmerksam. Nach Koken sind die Gerölle jungpliocän; sie entsprechen dem Deckenschotter der ersten Eiszeit. Bei Gelegenheit der Besprechung der Penck und Haag'schen Studien über die Thalgeschichte der obersten Donau weist Koken kurz auf die Möglichkeit einer Deutung als Stauschotter der Donau während der Haupteiszeit hin; hierauf ist später zurückzukommen.

Ich habe nun auf Vorschlag von Herrn Prof. Dr. Koken die Gerölle einer neuen Untersuchung unterzogen, deren Ergebnisse ich mir im Nachstehenden vorzutragen erlaube. Sie bestehen kurz in Folgendem:

1. Die Quarzgerölle sind fluviatil; es sind Donauschotter.
2. Sie stammen aus dem Schwarzwalde.
3. Sie sind von dem älteren Deckenschotter Oberschwabens getrennt zu halten.
4. Sie sind älter als der ältere Deckenschotter und gehören nicht in das System der Quartärschotter, sondern zu dem der sogen. Neogenschotter.

Herrn Prof. Dr. Koken, meinem hochverehrten Lehrer, bin ich für vielfache Unterstützung und Anregung zu grösstem Danke verpflichtet. Ebenso möchte ich auch Herrn Privatdocent Dr. Plieninger danken, welcher mich auf einige Punkte aufmerksam machte.

Die alten Gerölle der Ulmer Alb.

Ohne vorerst näher in Einzelnheiten einzugehen, möchte ich einige allgemeine Bemerkungen über die Quarzgerölle, Quarzitgerölle, alpinischen Kieslager, alpinen Geschiebe, alpinen Schutt, Geröllmoräne, oder wie man sonst noch diese Ablagerungen bezeichnet hat, vorausschicken und mich zunächst gegen die angeführten bisherigen Anschauungen wenden. Wenn man die Blauthalhöhenschotter, wie die isolirten Vor-

[1] Koken, Beiträge zur Kenntniss des schwäb. Diluviums. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XIV. 1901.

Digitized by Google

kommnisse auf Blatt Ulm und Blaubeuren mit einem zusammenfassenden, aber ganz indifferenten Namen heissen mögen, als Reste einer einheitlichen Decke auffasst, so greift man damit zur Annahme einer Topographie, wie sie mit Beginn der Glacialzeit nicht mehr vorhanden gewesen sein konnte. Das Vorhandensein des Blauthals schon zu Beginn der Diluvialperiode ist durch den Nachweis eines altglacialen Donaulaufes in ihm festgestellt. Mit anderen Worten, man weist mit obiger Annahme den diluvialen Charakter der Quarzgerölle überhaupt von der Hand und verweist sie in das Tertiär. Nun könnte man ja, will man in ihre alpine Herkunft keinen Zweifel setzen, in ihnen Rückstände einer allerältesten Eiszeit erblicken, welche sich gleichsam auf der Höhe des Jura in die Jetztzeit herübergerettet haben. Allein man wird wegen ihnen kaum zur Annahme einer noch älteren Vereisung als derjenigen, der wir den älteren Deckenschotter zuschreiben, greifen wollen. Letztere, von Penck als die Günzeiszeit oder das Günzian bezeichnet, ist jetzt als die erste und älteste erkannt. Eine Prüfung der Verhältnisse des älteren Deckenschotters auf dem Alpenvorlande an Hand der von Penck gegebenen ausführlichen Darstellung[1] hat mich zu der Überzeugung gebracht, dass wir dieser Günzeiszeit unsere Gerölle nicht zuschreiben können. Die Quarzgerölle sind dem Niveau und der Zusammensetzung nach etwas anderes als der ältere Deckenschotter. Es ist hier nicht der Platz für eine eingehende Darlegung; die wesentlichsten Punkte finden sich an einer späteren Stelle angeführt (p. 29); im übrigen verweise ich auf Penck.

Die Annahme einer neuen Vergletscherung muss noch discutirt werden. In der Geröllablagerung auf dem Eselsberg bei Ulm hat man eine Moräne zu erblicken geglaubt. Im Naturaliencabinet in Stuttgart liegen die Gerölle unter der Etiquette: „Geschiebe aus der alten Quarzitgeröllmoräne am Eselsberg," und Engel sagt im „Wegweiser" (1. Auflage 1883): „sie können kaum anders als durch Eis auf diese Höhen gebracht worden sein." Der fränkische Jura bietet bei Ingol-

[1] A. Penck u. E. Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter. 1. Lieferung. 1901. p. 27 ff.

Digitized by Google

stadt ein ganz auffälliges Analogon zu unserem Gebiet. Hier wie dort floss die älteste Donau auf der heutigen Höhe des Jura. Ihr streckenweiser Austritt aus demselben vollzog sich erst in jüngerer Zeit. Nun hat bemerkenswerther Weise H. THÜRACH[1] bei Treuchtlingen nördlich Ingolstadt auf der Höhe des fränkischen Jura erratische Kiesel gefunden, die wir zwar nicht mit unseren identificiren, aber doch parallelisiren können[2]. Sie drängen ihm den Gedanken an einen grossen Gletscher auf, der weit hinauf den fränkischen Jura überdeckte. Da anderweitige Beobachtungen fehlen, so hält THÜRACH selbst diesen Gletscher für hypothetisch. Ebenso hypothetisch wäre der Gletscher in unserer Gegend; wir hätten für sein Vorhandensein keine anderen Beweise als die Quarzgerölle auf der Linie Immendingen—Ulm. Ich schliesse mich dem Urteile PENCK's (l. c. p. 49) über die Existenz des THÜRACH'schen Gletschers als auch für unser Gebiet maassgebend an: „Wir sind auf der Höhe des Jura 70 km von den nächsten deutlichen Spuren alter alpiner Gletscher entfernt, und im Zwischengebiet habe ich auf dem Alpenvorlande auch nicht die geringste Erscheinung gefunden, die auf frühere Gletscherwirkungen deutete. Das spricht nicht für eine solche Annahme." Da es somit nicht angeht, die Blauthalhöhenschotter dem älteren Deckenschotter oder einem Gletscher, welcher zeitlich vor dem Günzian rangiren würde, zuzuweisen, so bleibt noch die von v. BRANCO ausgesprochene Möglichkeit offen. v. BRANCO hält die Gerölle für Relicte marinen Miocäns. Gewiss wäre man berechtigt, diese als selbständige Formation anzusprechen und im Schichtenprofil als Hangendes des sie meist unterlagernden untermiocänen Süsswasserkalkes zu bezeichnen. In der Strandzone des Molassemeeres konnten sich die heterogensten Dinge auf engem Raume ablagern, und der Zusammenhang mit den Grimmelfinger Sanden[3] wäre nicht

[1] H. THÜRACH: Über ein Vorkommen von Geschieben alpiner Gesteine bei Treuchtlingen nördlich des fränk. Jura. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1898. p. 623.

[2] Es handelt sich um alpine Radiolarienkiesel und krystallinische Rollsteine des Grundgebirges.

[3] Man hat den Grimmelfinger Sand früher für diluvial gehalten, später dem Miocän zugewiesen. Neuerdings hält ihn SCHÜTZE (Jahrhefte 1903.

Digitized by Google

von der Hand zu weisen, würden nicht die thatsächlichen Verhältnisse diese Vermuthungen als müssig erweisen. Es liegen die Quarzgerölle discordant dem Tertiär auf: am Hochsträss bildet an einigen Punkten der marine Graupensand und am Teutschbuch (Emerberg) der *Sylvana*-Kalk die Unterlage!

Wollen wir doch einen Anschluss an das tertiäre Schichtenprofil zu gewinnen suchen, so müssen wir gewisse, im NO. der bayerischen Hochebene an der Donau auftretende Ablagerungen ins Auge fassen, welche v. GÜMBEL[1] unter dem Namen „Oberes Quarzgeröll" zusammengefasst hat. „Es sind namentlich im Osten fast rein aus weissen Quarzrollsteinen zusammengesetzte und stellenweise durch krystallinische Kieselmasse zu einem äusserst festen Gestein verkittete Schotter- und Conglomeratlagen, welche von der Miocänzeit hinüber zur pliocänen leiten. Solche ganz fremdartige Gebilde sitzen hier oft wie Hauben auf den sonst aus miocänem Untergrunde aufgebauten Hügeln." „Wegen der Armuth an organischen Einschlüssen bleibt es einigermaassen ungewiss, ob wir in diesem Gebilde eine echte Pliocänablagerung oder noch einen aus der jüngsten Zeit des Miocän stammenden Absatz vor uns haben." Thatsächlich stecken im „Oberen Quarzgeröll" verschiedenaltrige Bildungen; eine genauere Parallelisirung mit unseren Geröllen habe ich in dem Abschnitte über das Alter der Gerölle versucht; hier können wir vorläufig an dem GÜMBEL'schen Satze festhalten, dass die Gerölle vom Miocän in das Pliocän hinüberleiten.

KOKEN (l. c. p. 153) hat darauf hingewiesen, dass sich vielleicht aus den eigenartigen Verhältnissen, die durch die Übergriffe des Gletschers in der Haupteiszeit an der Donau zwischen Sigmaringen und Ehingen geschaffen wurden, für unsere Gerölle eine Erklärung ableiten lasse. Durch ihn sind

p. LVI) für umgelagert, ROLLIER (cf. Centralbl. f. Min. etc. 1900. p. 89) für eine Anlagerung an das Tertiär. Bei Anselfingen im Hegau lagerte „Grimmelfinger Graupensand" mit Haifischzähnen unter den Kirchbergschichten (SCHALCH, Mitth. bad. geol. Landesanst. 1894). Das spricht nicht für obige Annahmen.

[1] v. GÜMBEL, Geologie von Bayern. 2. Band. 1894. p. 66, 369, 381 etc.

Digitized by Google

die leitenden Gedanken ausgesprochen worden. Haag[1] hat dieselben in mehreren Arbeiten verwerthet. Aber den Folgerungen, zu denen er im Gebiete der obersten Donau gelangt, ist von Penck[2] und Gugenhan[3] widersprochen worden. Durch die vorliegende Arbeit, welche einen Theil der Gerölle der Tuttlinger Gegend für sich in Anspruch nimmt, werden sie in keiner Weise berührt. Aber wir können sie zur Erklärung der Blauthalhöhenschotter, welche bei Hausen rund 175 m über der Thalsohle liegen, auch nicht annehmen. Durch meine Beobachtungen zwischen Mengen und Ehingen bin ich vielmehr mit Gugenhan zu der Überzeugung gekommen, dass die Bedingungen, welche zu einer Aufschüttung der Schotter bis über 700 m Höhe im Blauthal hätten führen können, auch während der stärksten Gletscherblockade nicht gegeben waren. Im Schelklinger Kessel hat es zwar den Anschein, als sei der ganze Kessel einst mit Schotter glatt ausgestrichen gewesen und habe letzterer selbst noch über seine Wandung transgredirt, so dass also die Hausener Gerölle etc. als Transgressionsschotter anzusprechen wären. Moränenartiger Schutt am Gehänge liesse noch an den Einfluss eines localen Barragegletschers denken. Allein die am Gehänge klebenden Schottersporaden sind wie die Hausener Decke älter als der Kessel; sie stammen von dieser her und wurden bei der Entstehung des Kessels in ihre tiefere Lage gebracht (cf. p. 22). Gewiss nahm während der maximalen Eiszeit der hochgehende Donaufluss seinen Weg durch das Kirchenthal („Nothauslass" Gugenhan's) und setzte auch sein einstiges Thal, wo bereits die Schmiechen als Gegenfluss zu rinnen begann, nordwärts bis ins Allmendinger Ried und zum Schmiecher See unter Wasser. Damals entstanden die von Blatt Ehingen und Riedlingen mit $D\varepsilon$ = „Jura- und Alpines Gerölle" bezeichneten Schotterablagerungen, die uns z. B. links der Donau bei Berkach im Schmiechenthal, und südlich Schloss Mochenthal im Buchthal entgegentreten. Sie gehören zum System der Hochterrasse, sind lange Zeit verkannt worden, so von Hildenbrandt und

[1] Haag, Jahreshefte 1902. p. 1, Neues Corresp.-Bl. f. Gelehrten- u. Realschulwesen 1902. Heft 10.

[2] Penck, Alpen im Eiszeitalter.

[3] Gugenhan, Jahreshefte 1903. p. 239.

Digitized by Google

KNICKENBERG[1]; PENCK[2] und GUGENHAN[3] haben ihr richtiges Alter erkannt.

Indem ich nun die Blauthalhöhenschotter mit den Quarzgeröllen auf Blatt Fridingen, Tuttlingen und Schwenningen verknüpft habe, bin ich zu einer neuen Auffassung gelangt, die von den bisherigen erheblich abweicht. Ich halte die Gerölle für die Reste der ältesten Donauschotter, welche uns über die Lage des Flusses zur Pliocänzeit einigen Aufschluss zu geben vermögen. Wenn es gelingt, die Zusammengehörigkeit und Einheitlichkeit aller Dq-Vorkommnisse festzustellen, so werden wir an dem danubischen und nicht alpinen Charakter auch der im Bereich alpiner Gletscher liegenden Gerölle (Dq auf Blatt Riedlingen und Ulm[4]) nicht mehr zweifeln können. Zu diesem Zwecke untersuchen wir die Zusammensetzung, äussere Form und Beschaffenheit, die Erscheinungsweise, sowie das Niveau der Gerölle.

Zusammensetzung der alten Gerölle.

Wo immer wir auch die Gerölle näher ins Auge fassen, bestehen sie zum weitaus grössten Theil aus reinen Quarzen von Faust- bis Haselnussgrösse. Es ist dies ein Zug, den wir in geradezu auffallender Weise bei alten Schotter- und Geröllablagerungen der verschiedensten Gegenden immer wiederkehren sehen. Die Quarze haben auch den Ablagerungen den Namen gegeben. Nächst ihnen kommen die sogen. Quarzite, die für alle unsere Vorkommnisse ein sehr charakteristisches und leicht kenntliches Element sind. Sie sind hart, von charakteristischer brauner und dunkelblauer Farbe, feinsplitterig, und zerspringen beim Zerschlagen oft sehr regelmässig und leicht nach ebenflächigen Richtungen. Sie können geradezu zur Erkennung der alten Gerölle dienen, wo die Quarze allein wegen in der Nähe befindlicher alpiner Schotter versagen würden. In den Geröllen auf den Tuttlinger Höhen scheinen sie über die weissen Quarzkiesel vorzuherrschen.

[1] KNICKENBERG, Die Nordgrenze des ehemaligen Rheingletschers. Jahreshefte 1890.

[2] PENCK, Alpen im Eiszeitalter. p. 399.

[3] GUGENHAN, l. c. p. 247.

[4] Vergl. auch p. 35, Anmerkung 1.

Digitized by Google

Glimmerquarzite (mit hellem Glimmer) von weisser Farbe kommen in den Wippinger, Dietinger und Eselsberggeröllen vor. Z. Th. sind es wohl Sandsteine. Die Sandsteine bilden einen weiteren wichtigen Bestandtheil; es sind Quarzsandsteine von eisenschüssiger, rother oder gelber und weisser Färbung, zweifellose Buntsandsteine, Keupersandsteine und Rhätsandsteine, die nur von der Südostabdachung des Schwarzwaldes stammen können. Auf Blatt Tuttlingen giebt sie Haag vom Konzenberg an, ich fand sie auch in der Ablagerung östlich Wurmlingen und auf den Höhen über Beuron; bei Schelklingen hat Koken schon Keupersandsteine constatirt; bei Dietingen, Wippingen etc. sind sie ebenfalls vorhanden. Am Eselsberg bei Ulm grub ich aus der Lehmhaube ein fast kopfgrosses Geröll von Hauptbuntsandstein. Was sonst noch an Gesteinen vorkommt, spielt quantitativ neben den fast aus reiner krystallisirter Kieselsäure bestehenden Elementen eine untergeordnete Rolle. Sehen wir von den jurassischen Flintsteinen ab, die, an Ort und Stelle entstanden, vielfach oberflächlich mit den Quarzen zusammenliegen, so finden sich doch in den Kieslagern selbst da und dort vereinzelte, gerollte Feuer- und Hornsteine; erstere mögen jurassisch sein; letztere leiten wir aus dem Muschelkalk ab. Bei Dietingen fand ich oolithische Feuersteine und gelben Hornstein mitten im Kieslager. Von Tuttlingen erwähnt sie auch Haag. Kalke fehlen gänzlich. Als grosse Seltenheit, und nur in den Geröllen der Ulmer Alb, kommen auch zweifellos alpine Gesteine vor. Engel[1] giebt von Sonderbuch und der Gleissenburg alpine Kalke und granitisches Gestein an. Ich selbst fand nur ein einziges Mal auf einem Lesesteinhaufen bei Wippingen einen Alpengranit, in den Geröllen „auf Hülen" Molassesandsteine, auf dem Eselsberg Quarzitschiefer; vielleicht sind auch die Glimmerquarzite alpin. In dem Belegmaterial[2] zu den Atlasblättern Ulm und Blaubeuren ist unter den Geröllen nicht ein einziges alpines Gestein. Nur unterhalb Ulm, auf den niederen Höhen (bei 560—570 m) über Thalfingen und Göttingen stiess ich häufiger auf harte Horn-

[1] Engel, Jahreshefte 1882. p. 73, Anmerkung.
[2] Geologisches Institut, Tübingen.

Digitized by Google

blendegesteine (Hornblendeschiefer und auch Diorit). Man wird diesen wenigen alpinen Gesteinen keinerlei Bedeutung zumessen können. Auf welche Weise sie freilich unseren Geröllen beigemischt wurden, darüber bin ich etwas in Verlegenheit; vielleicht durch gelegentliche Hochfluthen der Iller; vielleicht blieben sie als Strandgerölle des Molassemeeres auf der Alb liegen[1]. Obermiocäne Schichten kamen in diesem Gebiet ja nicht zum Absatz. Übrigens sind auf der Höhe der Schwäbischen Alb und des Fränkischen Jura da und dort schon einzeln liegende Findlinge des Grundgebirges gesammelt worden[2].

Alle Beobachter haben übereinstimmend die ganz auffällige Verschiedenheit von Dq gegenüber echt alpinem Kies constatirt und jeder Vergleich mit dem kaum 10 km entfernt in den Illerholzstöcken liegenden Deckenschotter, oder dem an der Rottum, bestätigt dieselbe. Dass in gewissen Theilen grosse Ähnlichkeit zwischen beiden Schottern herrschen kann, soll nicht geleugnet werden. Ich citire hier, was Quenstedt[3] über eine solche Localität sagt: „Als wir in Reinstetten in der Rottum über die einförmigen Höhen streiften, ragten die alpinen Kiese wie Kartoffeln aus der Ackerkrume hervor, aber so viel wir auch entzwei schlugen, alles waren harte Kiesel, dicht oder körnig: da gab es weissen Milchquarz, grüne und rothe Hornsteine, grauweisse gefrittete Sandsteine mit runden chloritischen Punkten, harte Molasse mit weissem Kaliglimmer, rothe Sande mit Kaolin etc. Diese Rothkies-

[1] In den Grimmelfinger Graupensanden erblickt man den Detritus alpiner Granitgesteine. In den marinen Schichten von Baltringen kommen nach Probst ausser Kalkgeröllen hier und da auch Gerölle von Milchquarz und Granit vor.

[2] Ich führe hier einige an, welche in der Tübinger Sammlung liegen:

1. Granit (grobkörnig, hell, mit viel Muscovit, wenig Biotit) von den Feldern NW. von Ofterdingen; gesammelt durch K. Rau.

2. Gneiss aus Lesesteinen zwischen Salmendingen und Ringingen; gesammelt durch Prof. Koken.

3. Gneiss (flaserig, alpin), „an der Steige nach Justingen einzeln liegend. Seissen"; durch Hildenbrandt. cf. Begleitworte Blaubeuren.

4. Schwarzwaldgranit in einem kopfgrossen Geschiebe „beim Kapelle" nördlich Kolbingen; durch den Verfasser. Es sollen bei Kolbingen auch schon Porphyre gesammelt worden sein.

[3] Quenstedt, Begleitworte zu den Blättern Ehingen, Biberach etc. p. 18.

Digitized by Google

ablagerungen sind älter als die Gletschergeschiebe, deren Vorläufer sie bilden. Sie erinnern in dieser Beziehung lebhaft an die Quarzite, welche auf Blatt Blaubeuren bei Seissen und anderen Punkten die Aufmerksamkeit auf sich zogen."

Auch ich habe, als ich die Örtlichkeit besuchte, den gleichen Eindruck gewonnen und möchte jetzt von einem allgemeinen Standpunkte Einiges über die Gleichartigkeit alter Schotter sagen. Schotter, welche wie unsere Gerölle fast nur aus weissen Quarzen bestehen, sind eine so allgemeine und weit verbreitete Erscheinung, dass man geradezu von einer Ubiquität derselben reden darf. Man hat, um diesen erstaunlichen Quarzreichthum zu erklären, schon zur Annahme uralter Gebirgskerne gegriffen, welche jetzt versunken sein sollten[1]. Derartige Vermuthungen sind unnöthig; die Quarz- und Quarzitgerölle sind die Endproducte eines lang einwirkenden Zersetzungsprocesses, der nach der Formel arbeitet: Bestand des Widerstandsfähigen, Vernichtung des Vergänglichen. Quarze und quarzitische Gesteine zersetzen sich überhaupt nicht; sie wurden nur durch den Transport gerundet. So ist die Häufigkeit der Quarzgesteine vielfach nur bedingt durch ihre Widerstandsfähigkeit und geradezu ein Maassstab für das hohe Alter eines Schotters. Weiche Sandsteine werden schon beim Transport zerrieben. Kalke sind fast völlig verschwunden, kalkhaltige Gerölle haben ihren Kalk vollständig verloren; es ist von denselben nur noch eine Art Skelet übrig geblieben, welches aus Thon und Kiesel besteht. Die Eruptivgesteine incl. Gneiss sind am Auffälligsten zersetzt. Alle Feldspäthe sind kaolinisirt, eine Reihe von Mineralien hat sich neu gebildet, und wo nicht secundäre Verquarzung aufs Neue den Zusammenhalt befestigt, da sind die Gemengtheile in ihrem Verband gelockert. Zwar ist auf intacter Lagerstätte die Form des Gerölles noch vollkommen erhalten, aber dort, wo sie exponirt liegen, zerfallen sie zu Grus und werden gänzlich resorbirt.

Die Wirksamkeit der zerstörenden Agentien ist abhängig von der Höhenlage und, bis zu einem gewissen Grade, dem Alter der Schotter. Bei der exponirten Lage, welche die

[1] v. Gümbel, Engel, cf. Anmerkung 1. p. 3.

Digitized by Google

Deckenschotter auf Plateaushöhen und Bergkuppen einnehmen, war sie durchweg sehr intensiv. Die Verwitterung greift in denselben oft viele Meter tief. Wenn man die Zusammensetzung alter Schotter in einer gemeinsamen Formel: Vorherrschen der Quarzbestandtheile, Zurücktreten oder Fehlen krystallinischer und eruptiver Gesteine[1], Mangel an Kalken, ausdrücken kann, so ist zu berücksichtigen, dass hier gleichsam Convergenzerscheinungen vorliegen, welche im idealsten Fall aus ursprünglich ganz unähnlichem Material Gleiches schufen. Die übereinstimmende Gleichartigkeit ist in letzter Linie doch nur etwas Secundäres, und da zudem der Grad der Verwitterung nicht immer dasselbe Quantum Zeit bedingt, so muss man bei der Verknüpfung isolirter Vorkommnisse von hoch liegenden Geröllen einige Vorsicht beobachten. So hat man in Bayern und Österreich als Belvedereschotter sehr verschiedenaltrige Quarzgerölle zusammengefasst, nur weil sie eben hauptsächlich aus weissen oder rothgefärbten Quarzen und sehr spärlichen Kalken und Centralgesteinen bestehen. Penck[2] stellt es als eine Aufgabe der Zukunft hin, „diese verschiedenen Quarzgerölle genauer zu horizontiren und zu verfolgen".

Liegt nun in dem gleichartigen Verhalten der Quarz- und Quarzitgerölle, wie es auf fünf Altlasblättern entgegentritt, nur Convergenz vor, die aus ungleichwerthigem Ausgangsmaterial gleichwerthiges erzeugte, oder müssen wir darin den Ausdruck der Einheitlichkeit und Gleichaltrigkeit erkennen? Auf den je aneinanderstossenden Blättern im O. und W. wird Niemand an der Zusammengehörigkeit zweifeln. Nimmt zwar Blatt Riedlingen schon eine Art verbindender Mittelstellung ein, so geben Niveau und besondere Lagerung der Gerölle als die einzig zuverlässigen Kriterien sichere Beweise für die Einheitlichkeit von Dq an die Hand.

Vorher sei über die Beschaffenheit und äussere Form der Gerölle noch Einiges bemerkt: Der Geröllcharakter der Ablagerung tritt überall deutlich hervor; fast alles ist abgerundet, mit glatter, oft fast polirter Oberfläche. Formen vom Typus

[1] Diese haben mit den Kalken eine Decke schweren Verwitterungslehmes geliefert.

[2] Penck, Alpen im Eiszeitalter. p. 83.

Digitized by Google

der Flussgeschiebe (keilförmige Gestalt) finden sich am häufigsten bei Wippingen; leider konnte ich hier die Gerölle nicht in situ beobachten. Über unregelmässig eckige Elemente viel Worte zu verlieren, ist werthlos. Es ist festgestellt, dass die atmosphärischen und meteorischen Agentien aus ursprünglich gerundeten Formen eckige erzeugen, wo die Gerölle vom einhüllenden Lehm entblösst liegen. Die Glättung der Oberfläche wird auch durch Kryptogamen zerstört. Häufig haben die Quarze ein löcheriges, gleichsam zerfressenes Aussehen. Im Innern zeigen sie oft ebenfalls Hohlräume, die mit Krystallisationsneubildungen erfüllt sind; ich habe nur Quarz bemerken können, der in kleinen Kryställchen auch die willkürlich entstandenen Bruchflächen überzieht. Vielfach sind die Quarze in toto umkrystallisirt, wie man an grossen, unvollkommen ausgebildeten, prismatischen Krystallen erkennen kann, mit denen die körnige Structur gleichsam durchschossen ist. Auf poröse Quarzite hat schon QUENSTEDT[1] hingewiesen: „Sie scheinen wie ausgelaugt, so dass also Kalk verloren gegangen wäre." Die Sandsteine weisen eine Entfärbung innen und eine dunkle Verwitterungsrinde aussen auf. Für pliocäne Schotter ist Bleichung sehr bezeichnend. Am Eselsberg bei Ulm, wo sie in reichlich Lehm stecken, zeigen die Gerölle (mit Ausnahme der Quarze) einen schwarzblauen Manganüberzug; viele sind auch auf ebenflächigen Absonderungsrichtungen, welche ohne bestimmte Anordnung das Geröll durchsetzen, durch und durch damit imprägnirt. Es ist, als ob die Gerölle innere Spannungen zeigten, welche durch den Hammerschlag nach Ebenen ausgelöst würden. Am unverletzten Geröll ist von diesen Absonderungsflächen nichts zu bemerken; aber dass es wirklich Flächen kleinster Cohärenz (ähnlich den Gleitflächen der Krystalle) sind, beweist die Mangankruste, die man doch sonst nur auf der Oberfläche zu sehen gewöhnt ist. Oft rufen sie eine regelmässige polygonale Umgrenzung der Geschiebe hervor, so dass, wenn die Verwitterung die scharfen Kanten gerundet hat, thatsächlich der Eindruck echter Geschiebe entsteht. Manchmal ist es unmöglich, solche Pseudogeschiebe von wirklichen, ursprünglichen Geschieben zu unter-

[1] QUENSTEDT, Begleitworte. Blaubeuren. p. 20.

Digitized by Google

scheiden. Am Deckenschotter der Holzstöcke kann man die gleiche Erscheinung verfolgen; aber hier sind die einzelnen Gerölle gleichzeitig hochgradig zersetzt und ganz mürbe, haben auch eine bedeutende Gewichtsabnahme erfahren, was alles für die splitterharten Quarzite und dichten Sandsteine der Blauthalhöhenschotter nicht zutrifft.

Lagerungsverhältnisse der alten Gerölle.

Von Möhringen bis oberhalb Sigmaringen auf den felsigen Höhen zu beiden Seiten über der Donau, von Schelklingen bis Ulm über dem heutigen Blauthal liegend, sind die Lagerungsverhältnisse der Gerölle hier wie dort genau dieselben. Hier wie dort decken die Schotter als Geröllhauben die Kuppen über dem Flusse ein, während vereinzelte Gerölle in das Plateauinnere eintreten und am Flussgehänge sich bis fast ins Thal herunterziehen. Die eigentlichen Lager halten sich ganz auffallend dicht am Strome. Sie repräsentiren die Kuppen- oder Haubenzone, im Unterschied zu der Plateauzone, welche sich als Aussenzone nach aussen, und der Gehängezone, welche sich als Innenzone nach innen an die Kuppenzone anschliessen. Letztere ist die Hauptzone, Innen- und Aussenzone sind Seitenzonen, und zwar ist die Innenzone, welche überall und oft sehr deutlich auftritt, den anderen nicht gleichwerthig: Ihre Gerölle stammen von den Geröllhauben. Wo diese fehlen, kann die Innenzone für die Verfolgung des alten Flussbettes von einiger Wichtigkeit werden. So besitzen z. B. die von Schelklingen an das Thal begleitenden ε-Buckel keine Geröllhauben. Es kann dies nicht auffallen, wenn man ihre Höhe in Betracht zieht, welche für den Schelklinger Berg 652 m, für den Egelsberg 680 m, für den Steinsberg 645 m und für die zahlreichen ε-Berge auf der anderen Thalseite durchschnittlich 645 m beträgt. Verlängert man das Niveau der Blauthalhöhenschotter albeinwärts, so sollte man darnach die Gerölle auf den Höhen längs des oberen Schmiechenthales in 720—730 m erwarten. Thatsächlich hören sie aber auf, bevor wir das Justinger Plateau oder die Höhe der Lutherischen Berge erreichen und fehlen weiter westwärts durchaus. Dagegen finden sich an den Flanken der ε-Berge von Schelklingen bis Allmendingen vereinzelte

Digitized by Google

Gerölle; es sind die Relicte einzelner Hauben. Am Gehänge liegen diese Gerölle lose, am Fuss stecken sie im Verwitterungslehm des Weiss-Jura. So sammelte ich sie am Egelsberg, am Schelklingerberg, am Manzenbühl, am Steinsberg. Hart am Südrande des Blattes verzeichnet sie auch die Karte (am Rothenberg und am Weg nach Altsteusslingen). Sie weiterhin nach Süden auf Blatt Ehingen zu verfolgen, ist eine unsichere Sache, da sich bald grössere Ablagerungen alpinen Materials der Donauhochterrasse einstellen. Solche finden sich auch im Kirchen- und Buchthal und es ist dort gar nicht discutirbar, ob die häufigen Quarze im Thalgrund etwaige Bestandtheile alter Geröllkuppen sind, die vom Landgericht durch herabeilende Wasser niedergebracht wurden. Auf dem Landgericht selbst sind keine Geröllhauben.

Die Gerölle der Plateauzone finden sich noch in einem senkrechten Abstande bis zu 6 und 8 km vom Strome. Wir treffen sie vielfach in Weiss-Jura ζ-Mulden, wo sie der Zerstörung, welche in der Aussenzone stattfand, entgingen; so bei Liptingen, Leibertingen und Langenhard, auf der linksseitigen Höhe bei dem badischen Schwenningen. Bei Frohnstetten, Stetten am kalten Markt, bei Harthausen und Winterlingen dürften sie nicht der Donau, sondern der gleichfalls sehr alten Schmiecha (und Lauchert) zuzuschreiben sein. Das von Hildenbrandt aufgefundene „alpinische Kieslager zwischen Säulen und Sandgrubenhau“ [1] nördlich Bermaringen habe ich nicht entdecken können, falls es nicht durch einzelne haselnussgrosse weisse Quarze auf den Lehmfeldern des Bermaringer Weiss-Jura ζ repräsentirt wird. Ich glaube, dass den Blauthalhöhenschottern die Aussenzone bis auf Spuren fehlt. Sie kann durch Ausläufer der Geröllhauben vorgetäuscht werden, obwohl von einem Austönen gleichsam der Kuppengerölle gegen das hinterliegende Gebiet nicht eigentlich geredet werden kann. Gerade die Schotter links der Blau zeigen dies sehr schön; die Darstellung auf der Karte bringt es ganz richtig zum Ausdruck. Die Aussenzone ist angedeutet durch sehr wenige Gerölle auf den „Gassenäckern“ westlich Hausen, ferner an der Steige im Frankenthal (westlich Seissen) und durch

[1] Begleitworte. Blaubeuren. p. 23.

Digitized by Google

die Quarzgeschiebchen nördlich Bermaringen. An dem erstgenannten Punkte machen grössere Gerölle nach Schätzung 2 % aller Feldsteine aus, während sehr kleine, wohlgerundete Quarzkörner (gleich denen des Grimmelfinger Sandes) auch da noch zu finden sind, wo jene ganz fehlen. Auf das Justinger Plateau gehen sie nicht; sie bezeichnen die Westgrenze, die Bermaringer die Nordgrenze der Verbreitung von Dq auf Blatt Blaubeuren. Gegen die Aussenzone setzt sich nun die Hauptzone in einer der Richtung des Blauthals parallelen Linie brüsk ab. So ist die flache Mulde nördlich Hausen, deren Ausgang — die Steige ins Längenthal — die Hausener Decke von der Oberschelklinger trennt, geröllfrei. Auf den Pfahläckern bei Seissen sind Quarze ganz vereinzelt; die Felder sind mit Jurafeldsteinen und Flint bedeckt; ein allmählicher Übergang von Dq in die gegen das Innere des Kalkplateau sich einstellende Lehmdecke (Dl) ist nicht zu beobachten; das gilt für alle Dq-Vorkommnisse. Besonders dort, wo die Felder mit Quarzen übersät sind (Hausen, Sonderbuch etc.) ist das Verschwinden und Fehlen der Gerölle auf benachbarten Lehmfeldern fast plötzlich. Quenstedt[1] drückt es so aus: „Am Rande der alpinischen Kieslager mischen sich dann noch einzelne weisse Quarzgerölle dazu (zum Lehm), wie z. B. beim Signalstein 665,8 m nördlich Sonderbuch in den braunen 10 Fuss tiefen Lehmgruben." Dasselbe ist am Rande des Oberschelklinger Lagers am Weg ins Eschenhau zu sehen, wo im braunen Verwitterungslehm des Weiss-Jura ζ kleine Quarze zusammen mit grossen Jurablöcken von bizarrer Form, Feuersteinknollen und Thongallen stecken; sowie bei Wippingen, wo die ansteigende Strasse eine Lehmdecke durchschneidet.

Die Thatsache, dass das Gros der Schotter sich so dicht zu beiden Seiten des Flusses hält, lässt keine andere Deutung als die einer fluviatilen Bildung zu. Es muss die Hauptmasse der Schotter von Anfang an in der Kuppenzone gelegen haben; darüber hinaus waren die Gerölle ursprünglich schon weniger mächtig und nur ganz sporadische Gerölle gelangten weit ins Innere der Albmassives. Wäre dies nicht der Fall gewesen,

[1] Quenstedt, Begleitworte. Blaubeuren. p. 22.

Digitized by Google

so ist nicht einzusehen, warum Verwitterung und Wegräumung in der Kuppenzone nicht dasselbe geleistet haben wie in der Aussenzone.

Die Kuppenzone besteht aus einer Reihe isolirter Vorkommnisse, welche als Decken und Hauben die Höhen über dem heutigen Thale krönen. Wie wir in den Geröllen Residua erblicken, so erblicken wir in den einzelnen Hauben Sporaden, welche wohl einst zusammenhingen. Ihre Lagerung und Isolirung auf den höchsten Kuppen erklärt sich vielleicht dadurch, dass die Schotter als schützende Hülle ihr Liegendes conservirten, während die Umgebung abgetragen wurde. Ein Beispiel bietet sich am Teutschbuch. Der Österberg bei Riedlingen und der Emerberg bei Zwiefaltendorf sind abgesprengte Theile desselben. Die Mächtigkeit der oberen Süsswassermolasse beträgt am ersteren 109 m [1], die Höhenlage im Hangenden 649 m, am Emerberg 105,4 m bezw. 705 m. Nehmen wir die ursprünglichen Verhältnisse in der Tertiärmulde an und vernachlässigen wir den Betrag etwaigen Gefälles, so giebt die Differenz der beiden Höhenzahlen 705 — 649 = 56 m ohne nennenswerthen Fehler direct das Ausmaass für die seit Ablagerung der Emerberggerölle am Ostrand des Teutschbuchs erfolgte Abtragung. Bei Verfolgung des ältesten Donaulaufes ist Gelegenheit, darauf nochmals zurückzukommen (p. 36).

Wo wir einen Einblick in die Structur der Haube haben, sehen wir die Gerölle in einer soliden Lehmpackung liegen. So ist es z. B. am Eselsberg, wo ein Wasserriss, in welchen die Abzugsgräben des Exercirplatzes münden, 3 m ockergelben bis ziegelrothen, in grossen Schollen brechenden Lehm entblösst. Die Geröllführung ist, so viel man sehen kann, ziemlich spärlich. Der Lehm zeigt horizontale Streifung, indem rothe und gelbe Bänder mit einander abwechseln. In der Wasserrinne, die auf eine mit einem Waldrondell bestandene Erdsenke zuführt, liegen ausgewaschene Gerölle zahlreich. Sie scheinen Kopfgrösse, welche häufig erreicht wird, nicht zu überschreiten. Das Liegende der Haube ist nicht zu sehen; in der Erdfalle, wo die Wasser versickern, liegen grosse Süss-

[1] Regelmann, Trigonom. Höhenbestimmungen f. d. Atlasbl. Riedlingen etc. Württ. Jahrbücher f. Statistik 1877.

Digitized by Google

wasserkalkblöcke; demnach scheint die Sohle nicht mehr fern. Man kann die Mächtigkeit der Geröllhaube hier zu 6 m veranschlagen, im Centrum mögen 10 m das Maximum sein. Mehr beträgt die Mächtigkeit sicher nicht. Die Geröllführung der Haube wechselt local. Wo sie bedeutend ist, schlucken die Schotter das Wasser auf; hier haben wir trockene Heide mit *Calluna* etc. Gegen den Westrand der Ablagerung scheinen die Gerölle mehr und mehr zurückzutreten; hier bildet undurchlässiger Lehm den Untergrund. Landschaftlich kommt dies markant in der Anlage eines nassen Riedes mit kleinen Tümpeln zum Ausdruck. Die Gehängezone der Eselsberghaube können wir am Abstieg nach Ehrenstein bis an die ersten Häuser verfolgen, wo die letzten Gerölle auf Weiss-Jura ζ liegen (vergl. Taf. II Fig. 5).

Von dem eben geschilderten Verhalten weichen die übrigen Schotterhauben z. Th. in bemerkenswerther Weise ab. Als extremer Fall sei das Vorkommniss „auf Hülen" westlich über Dietingen[1] gewählt. Bei 665 m ist hier am Rande des Lagers auf einem Acker eine Kiesgrube angelegt, welche bis jetzt 1 m tief das Kieslager aufgedeckt hat. Der Anblick ist frappirend: Jeder verbindende Lehm fehlt; er ist bis auf kleine Schmitzen abgespült. Blendend weisse Quarze von Faustgrösse bis herab zu den kleinsten Dimensionen bilden den Hauptbestand des Kieses. Das Ganze macht einen so frischen Eindruck, dass die Bauern geradezu von „Donaukies" reden. Und doch ist dieser frische Zustand nur ein scheinbarer. Es ist der Schotter stark gewaschen und umgelagert und eben deshalb so frisch, weil nur die allerwiderstandsfähigsten Bestandtheile erhalten blieben. Die feinsten Quarzkörner, durch Zerfall der groben Sandsteine entstanden, z. Th. auch kleinste Geröllchen, bilden „Sand" zwischen dem gröberen Korn; allein Glimmer fehlt vollständig. Von der Eselsberghaube scheint das Kieslager so different, dass man ihm ein viel jüngeres Alter zuschreiben möchte. Gleichwohl sind beide gleich alt und erstere ist dem inneren Bestand und dem Volumen nach sogar das besser conservirte Lager. Gegen das Centrum des

[1] Herr Oberreallehrer Haug von Ulm und Herr Pfarrer Biesinger von Dietingen hatten die Freundlichkeit, mich auf dieses Vorkommniss aufmerksam zu machen.

Digitized by Google

Dietinger Lagers ist der Lehm übrigens wohl noch erhalten, wie die lehmgelbe Färbung der Gerölle oben im Walde verräth. In anderen Lagern fehlt der Lehm nur in den oberen Partien, so dass die Gerölle frei zu Tag liegen. Entsprechend der starken Abspülung ist bei Dietingen eine sehr deutliche Gehängezone entstanden: Von Markbronn bis gegen Arnegg sind die Felder am Abhang reichlich mit Geröllen bestreut.

Die Mächtigkeit der Lager ist in der Hauptzone des Blauthales ziemlich bedeutend (s. Taf. II). Auf den Klingensteiner Wäldern, „auf Hülen" ist sie zu 8—10 m, links der Blau bei Wippingen und Sonderbuch zu 10—12 m zu veranschlagen; bei Hausen 6—8 m. Bei Neuanlegung eines Waldweges wurde das Ausgehende des Klingensteiner Lagers etwas über einen Meter tief angeschnitten. Auf eine Strecke von ca. 20 m waren hier zwei Lagen durchweg kleiner Gerölle sichtbar, welche durch ein wenig breites Lehmband getrennt waren.

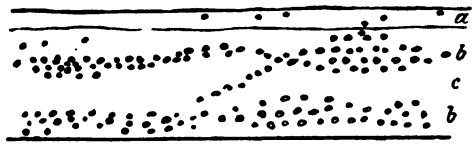


Fig. 1. *a* Waldboden, *b* haselnussgrosse Geröllchen, *c* ca. 30—50 cm erdiger Lehm.

Die horizontale Schichtung ist unverkennbar; das Ganze machte den Eindruck einer Aufschüttung an einer todten Stelle (s. Fig. 1).

Auf Blatt Fridingen und Tuttlingen scheinen die Lager weniger mächtig, doch ist die Masse der Quarzite immer noch bedeutend. In dem zusammenhängenden Lager auf dem Wurmlinger Kapf und auf Kayh mag sie im Centrum 6 m betragen, nach den Rändern schwillt sie rasch ab. So habe ich auf der Passhöhe der Wurmlinger Steige auf Weiss-Jura ε 40 cm Lehm mit Geröllen gemessen (s. Fig. 2).

Auf dem Wurmlinger Kapf selbst („Eichen" und „kleine Reutelen") liegen sie wohl weniger mächtig. Aber vorhanden sind sie, entgegen Haag[1], welcher Quarzgerölle nur am Hang des Berges bei 800 m gefunden hat. Allerdings erscheinen einzelne Gerölle schon weit unten an der Steige und liegen

[1] Haag, Jahreshefte d. Ver. f. vaterl. Naturk. 1902, Nachtrag. p. 6.

Digitized by Google

dort, wo dieselbe die Höhe erreicht, nesterweise in Spalten des Weiss-Jura, aber dies ist nicht ihr Hauptlager, das oben die Höhe deckt. Die Gerölle des Konzenberg bei Tuttlingen kenne ich aus eigener Anschauung nicht; HAAG hat sie beschrieben; ebenso QUENSTEDT[1], der sie, wie KOKEN (l. c. p. 152) die Wurmlinger Gerölle, zuerst mit den Geröllen von Blaubeuren—Sonderbuch—Schelklingen in Verbindung brachte. Das Hangende der Massenkalke liegt auf dem Koppenhau bei 865 m; die höchste Stelle des Konzenberg bei 869 m; darnach ist das Lager wohl 4 m mächtig. Die Gehängezone reicht bis 800 m und tiefer herab; es mögen sich ihre Gerölle z. Th. auch den HAAG'schen Stauschottern beigemischt haben, welche hier bis 716 m heraufgehen. HAAG hat bei Tuttlingen—Wurmlingen eine obere und untere Geröllzone unterschieden. Die

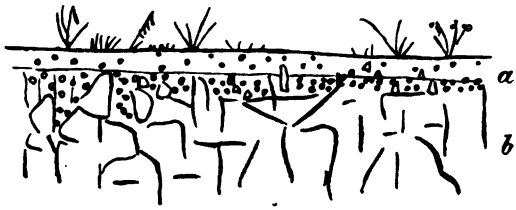


Fig. 2. *a* 40 cm Lehm mit Quarzgeröllen und Bohnerz, *b* Weiss-Jura ε.

Gerölle der ersteren gehören zu meiner Plateau- und Gehängezone; die untere Zone umfasst allein, wie jetzt auch HAAG annimmt, die Stauschotter. Sie gehört zur Hochterrasse, während die obere Zone nach HAAG zu den ältesten Diluvialgebilden zu rechnen ist.

Mächtiger als auf dem Konzenberg ist Dq auf dem Möhringer Berg, wenngleich ich kein eigentliches Lager auffinden konnte. Auf den Feldern bei dem einzelnstehenden Hof auf der Höhe lagen grosse löcherige, rothe und weisse Quarze, Quarzite und rothe Sandsteine, zahlreich wie bei Wippingen.

[1] QUENSTEDT, Begleitworte Blatt Fridingen etc. p. 28: „Statt ζ liegt auf der Ebene Schutt mit Juragerölln und Geschieben von weissem Quarz, der uns lebhaft an die Sonderbucher Kiesel erinnerte, die scheinbar aus den Alpen herstammen". Die Gerölle der Aussenzone, die auf Blatt Fridingen zusammen mit Kieselknollen und jurassischen Feuersteinen auf den Lehmfeldern liegen, werden p. 32 gleichfalls mit einem Hinweis auf die Sonderbucher besprochen.

Digitized by Google

Die kleineren Vorkommnisse sind oft sehr massig, so die Kuppe auf dem Bräunisberg bei Nendingen; über Beuron sind die Felder wie bei Hausen oder Sonderbuch mit Geröllen übersät. Es hält sich die Hauptzone so dicht über den steilen Felswänden, dass nothwendig eine deutliche Gehängezone sich entwickeln musste. Wo wir bei Beuron das steile Thalgehänge näher untersuchen, finden wir überall im Schutt der schroffen Abstürze und längs den Steigen kleine Gerölle. Bisweilen liegen dieselben zahlreich im Lehm und Juraschutt der Klüfte und Spalten. Eigentliche Lager mit grösseren Geröllen erscheinen erst da, wo die Steige die Höhe erklommen hat, so am Aufstieg auf den Steighof, genau so wie am Wurmlinger Kapf. Oben dann vereinzelte Gerölle, bis das Hauptlager sich einstellt, kurz, es besteht ein ersichtlicher Zusammenhang.

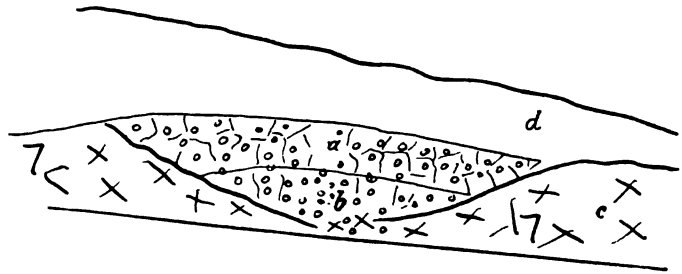


Fig. 3. *a* Verfestigter Schotter, *b* lockerer Schotter, *c* ε-Marmor, *d* Waldboden.

Dieselben Verhältnisse haben wir im Grunde genommen auch bei Schelklingen; ich habe denselben zuerst eine grössere Bedeutung beigelegt (vergl. p. 8) und möchte näher darauf eingehen. An den Wänden des Schelklinger Kessels kleben zahlreiche, scheinbar selbständige Schottersporaden mit dem gleichen Geröllmaterial wie es auf der Höhe (bei Hausen) liegt. Solange ich nur zwei solche Sporaden kannte, die in verschiedener Höhe lagen, dachte ich an Reste zweier verschiedener Terrassenschotter. Der neu angelegte Weg von Urspring nach Hausen hat aber eine ganze Anzahl aufgedeckt. Längs der Wegböschung lassen sich von der Strasse oben bis hinunter in den Thalgrund Gerölle constatiren, meist einzeln und lose im Juraboden liegend, wo aber tiefere Anschürfungen sind als Schottersporaden dicht und fest in die Unebenheiten der Kesselwand eingepresst (s. Fig. 3).

Digitized by Google

Die tiefste fand ich wenige Meter oberhalb der Wegbiegung mit dem Ausblick auf Schelklingen, die höchste oben an der Strasse bei Telegraphenstange 38. Es sind alles Injectionen in Spalten und Unebenheiten der Kesselwandung, welche einem gemeinsamen Acte ihre Entstehung verdanken. Die grösste Wandsporade lagert bei Telegraphenstange 30 (s. Fig. 4).

Ich hielt sie zuerst für ein Stück der abgerutschten Hausener Decke. Es ist eine secundär verrutschte Wandsporade. Sie liegt auf moränenartigem Juraschutt. Dieser

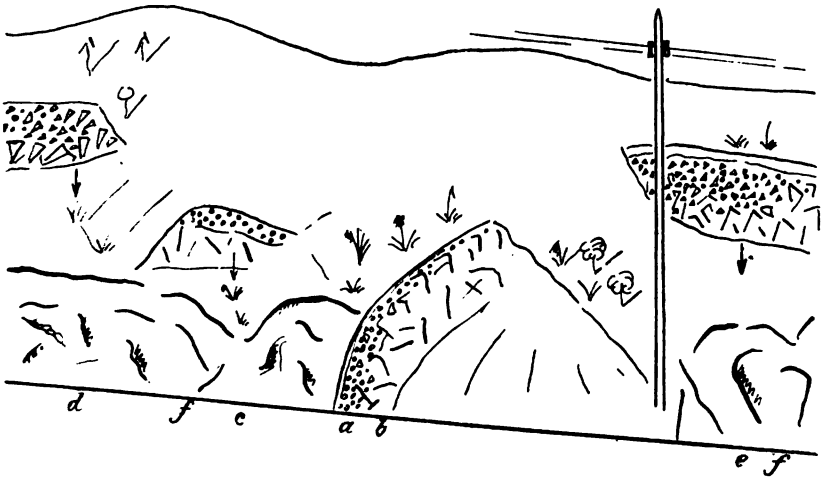


Fig. 4. *a* Lehm mit Quarzgeröllen, *b* zerklüfteter ε-Kalk, *c* wie *a*, *d* und *e* brecciöser Schutt mit einzelnen kleinen Geröllen, *f* ε-Felsen.

Schutt enthält dort, wo er griesartig, locker oder versintert ist, ebenfalls Gerölle (s. Fig. 4, *d*, *e*). Kleine Quarzgeschiebchen stecken mitten in dem Juragries; sie sind aber ziemlich selten. Zwischen Stange 31 und 32 beobachtet man fast dasselbe. Hart an der Strasse liegen wieder Gerölle im Lehm über Jurafels; in der Höhe lagert der Schutt; er besteht aus gleichmässig grossen eckigen Trümmern, deren Zwischenräume von feinbrecciösem Grus erfüllt sind. Aus letzterem lassen sich wiederum Gerölle kleinerer Dimension ziehen. Bei Stange 35 staken ½ m tief in dem compacten Schutt über den massigen Kalken einzelne grössere Quarze. Bei Stange 36 hören die

Digitized by Google

Schuttbildungen auf, die Felsenkalke treten normal zu Tag, bei Stange 38 unter einer Decke steinigen Verwitterungslehm, der da und dort, nicht mehr nesterweise, einzelne Quarze enthält. An der Westflanke des Kessels fehlen Gerölle beinahe ganz; auf den Feldern findet man gar keine und am Manzenbühl sind sie sehr spärlich; erst am Abhang gegen das Schmiechenthal stellen sie sich häufiger ein, sonst liegen sie oberflächlich und lose überall im Kessel, an den Hängen des Kapellenberges, am Nordabhang und an der Ostflanke des Kessels, auf den Feldern längs der Strasse Schelklingen bis Urspring.

Da es sich in den Schottersporaden nicht um Reste am Gehänge klebengebliebener Terrassen handeln kann (man müsste mindestens zwei annehmen), so liesse sich noch an eine Auffüllung des Kessels mit Geröllen denken. Aber über den Verbleib der dazu erforderlichen Schottermassen und der Möglichkeit der Aufstauung wüsste ich keine Rechenschaft zu geben. Man müsste ferner auch vom Blaubeurer Kessel dasselbe annehmen, denn auch dort ist das Gehänge mit Geröllen überstreut, und die Decken auf den Höhen als Transgressionen deuten. Das ist unmöglich. Vielmehr sind die Kessel jüngeren Datums als die Gerölle; sie verdanken ihre Entstehung dem Aufeinandertreffen grösserer Wassermassen, deren Wirbel den vielen Schutt erzeugten; hierbei gelangten von der Hausener Decke Schotter in Klüfte der ausgearbeiteten Wände. Später und bis heute werden die Hänge dann noch mit den losen Quarzen bestreut.

Die Höhenlage der Quarzgerölle.

Zur Feststellung der Sohle der ältesten Donau können wir nur die Gerölle der Hauptzone und mit Vorsicht die der Aussenzone benützen. Ich habe für die einzelnen Dq-Vorkommnisse aus mehreren Höhenzahlen einen Mittelwerth berechnet, der annähernd der idealen Schotteroberfläche entspricht. Wir bekommen darnach ein von West nach Ost gerichtetes Gefälle (s. Fig. 5) und die Gefällsabnahme geschieht ganz regelmässig, wie wir es für einen alten Flusslauf erwarten müssen. Bei Blaubeuren existirt ein beträchtlicher Gefälls-

Digitized by Google

knick der Schotteroberfläche[1]. Um einen Vergleich mit dem Gefälle und der Lage der heutigen Donau zu haben, sind in den folgenden Tabellen jeweils die betreffenden Zahlen an entsprechender Stelle beigefügt.

[1] Es macht sich hier die weithinziehende Dislocationslinie geltend, welche im Brennerpass beginnend, den ganzen schwäbischen Schichtenbau auf der Linie Kellmünz, Blaubeuren, Plochingen, Langenbrücken, Mannheim, Bingen durchbricht (Regelmann). Sie kommt auf dem Hochsträss in der Depression längs der Linie Erbach—Erstetten zum Ausdruck.

Es ist auch nicht ausgeschlossen, dass bei Ulm die pliocäne Donau in einen See ausmündete und dass wir in dem Blauthalhöhenschotter eine Schuttkegelbildung zu erblicken haben. Dass die Donau bei Ulm von Anfang an aus dem Jura austrat, scheint ziemlich sicher. Auf einen See weisen die Dinotheriensande der Ulmer Gegend hin, welche mit den Eppelsheimer Sanden gleichaltrig sind. Das stärkere Gefälle, sowie die Mächtigkeit der Schotter erklärt sich unter obiger Annahme ungezwungen. Von positiven Zügen einer Deltabildung habe ich nichts bemerken können.

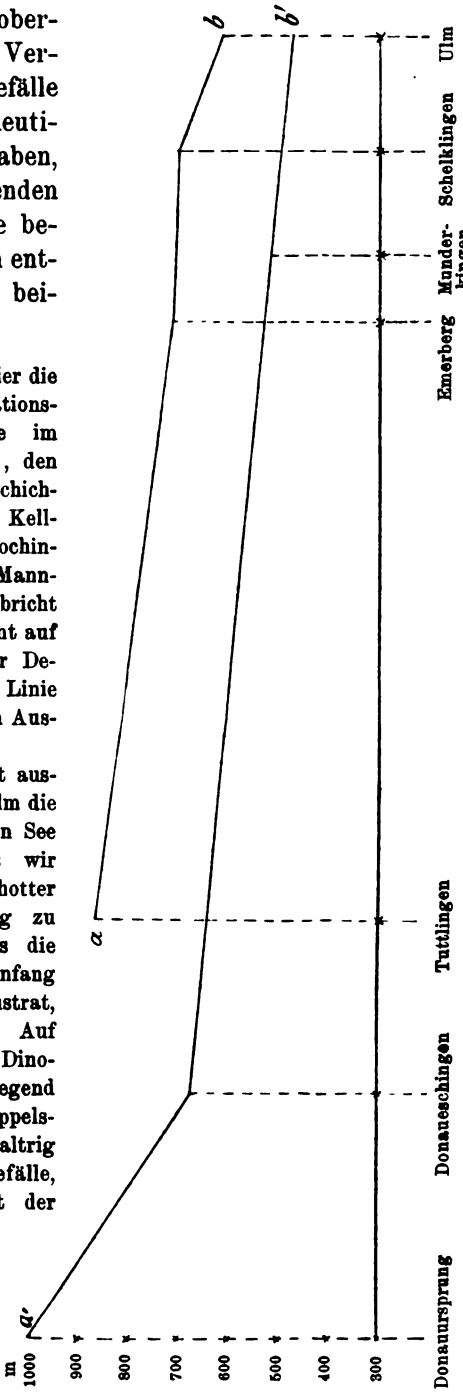


Fig. 6. Schematische Darstellung der Gefällverhältnisse und Höhenlage der pliocänen ($a-b$) und der heutigen ($a'-b'$) Donau. Längenmassstab 1 : 1 600 000; Höhenmassstab 1 : 15 000.

Digitized by Google

Dq auf Blatt Ulm.

Bei Göttingen:

Keferloch, Gerölle im Lehm	547 m	
Grosser Forst	558 „	
Hungerberg, Signalstein oben, Gerölle auf $T\beta$[1]	537 „	
	Niveau	547 m

Bei Thalfingen:

Kugelberg, Gerölle auf $T\beta$	551 m	
	Niveau	551 „
Schönerberg bei Böfingen, Signalstein oben, Gerölle auf $T\beta$	571 m	
Böfinger Egart, höchste Stelle der Strasse	566 „	
Unter-Haslach, Wegfläche am östlichen Haus, Lehm mit Geröllen	572 „	
Schönenberg, nördliche Kuppe, Gerölle auf $T\beta$	569 „	
	Niveau	569 „
Böfinger Halde, Donauspiegel	460 „	
Lehr, Kirchthurm, Erdfläche, Gerölle auf $T\gamma$	594 „	

Oberer Eselsberg bei Ulm:

Waldpunkt, Erdfläche, Gerölle auf $T\beta$	617 m	
Höchste Stelle, Gerölle auf $T\gamma$	630 „	
Öfele, Erdfläche, Quarzitgerölle auf $T\alpha$	597 „	
Bäumlesacker, Quarzitgerölle auf $T\alpha$	594 „	
Edelsberg, Gerölle auf $T\alpha$	612 „	
	Niveau	610 „
Donaubrücke, Nullpunkt des württembergischen Pegels	464 „	
Dq bei Mähringen	612 „	

Klingensteiner Wälder:

Harthausen, Raitin, höchste Stelle des Waldes, Gerölle auf $T\gamma$	626 m	
Dreierberg, Waldfläche, höchste Stelle, Quarzite auf $T\beta$	601 „	
Schanzgrubenhau, höchste Stelle im Weg, Quarzite auf $T\alpha$, Gehängezone	579 „	
Spitalwald, Gerölle auf $T\gamma$	629 „	
Birkenreis	643 „	
	Niveau	625 „
Blau, Wasserspiegel an der Brücke bei Bahnhof Söflingen	477 „	
Wasserspiegel der Blau unter der Brücke bei Ehrenstein	489 „	

Wippingen:

Höchste Stelle	633 m	
Birkhalde	629 „	
	Niveau	631 „
Geröllkuppe im Salenhau, nordwestlich Eckingen	632 „	
Illermündung	468 „	
Wasserspiegel der Donau bei Erbach	478 „	

[1] Es bedeutet: $T\alpha$ = *Rugulosa*-Kalk; $T\beta$ = *Crepidostoma*-Kalk; $T\gamma$ = Meeresmolasse; $T\varepsilon$ = Oberer Süsswasserkalk.

Digitized by Google

Dq auf Blatt Blaubeuren.

Geröllkuppe „auf Hülen“ bei Dietingen	665 m	
	671 „	
Gerölle bei Markbronn	651 „	
	Niveau	662 m
Gerölle des Gayrenberg	676 m	
	675 „	
	657 „	
	Niveau	669 „
Gerölle bei Sonderbuch	678 m	
	665 „	
	667 „	
	Niveau	670 „
Dq von Blaubeuren	698 m	
	699 „	
	680 „	
	Niveau	692 „
Aussenzone bei Seissen	710 m	
	704 „	
Gerölle der Gleissenburg		685 „
Oberschelklinger Haube	707 m	
	698 „	
	709 „	
Hausener Decke	707 „	
	708 „	
	Niveau	706 „
Aussenzone zwischen Hausen und Justingen	720 m	
	728 „	
Blau bei Gerhausen		500 „
Blaubeurer Bleiche		509 „
Aach bei Weiler		526 „
Thalgrund im Schelklinger Kessel		533 „
Urspring		535 „
Kapelle auf dem Lützelberg		614 „
Schienenhöhe bei Bahnhof Schelklingen		532 „
„ „ „ Schmiechen		543 „
Schmiecher See		534 „
Allmendinger Ried		515 „
Schmiechen bei Berkach		505 „
„ „ Einmündung des Weiherbaches (Kirchenthales)		501 „
Mündung der Schmiechen in die Donau		491 „

Höhenverzeichniss für Blatt Ehingen.

Wasserspiegel der Donau bei Rottenacker	494 m
„ „ „ am Einfluss der Lauter bei Neuburg	506 „
Sohle des Kirchenthales bei Schlechtenfeld	523 „

Digitized by Google

Desgleichen bei Kirchen . . . . . 538 m
„ Schloss Mochenthal . . . . . 539 „
Buchthal bei Kalkofen . . . . . 536 „
Landgericht, Todtenbuch (Tγ, *Sylvana*-Kalk) . . . . . 716 „
Hochberg bei Thalheim . . . . . 660 „

Höhenverzeichniss für Blatt Riedlingen und Saulgau.

Emerberg, höchste Stelle, Gerölle auf *Sylvana*-Kalk . . . . . 706 m
Hinterer Teutschbuch, höchste Stelle, „ „ . . . . . 727 „
Andelfinger Berg . . . . . 718 „
Donauwasserspiegel bei Zwiefaltendorf . . . . . 513 „
Wasserspiegel der Donau am Einfluss der Kanzach . . . . . 519 „
„ „ „ „ „ „ Schwarzach . . . . . 522 „
Donau bei Hundersingen . . . . . 542 „
„ „ Scheer . . . . . 554 „
„ „ Sigmaringen . . . . . 567 „

Dq auf Blatt Fridingen.

Dq nördlich der grossen Donauschleife bei Thiergarten . . . . . 760 m
Aussenzone bei Badisch-Schwenningen . . . . . 850 „
Kuppenzone „ „ „ . . . . . 860 „
Aussenzone bei Leibertingen . . . . . 810 „
Kuppenzone bei Irrendorf . . . . . 820 „
Steighofhöhe bei Beuron, Gerölle auf Weiss-Jura ε . . . . . 876 „
Schmidtebronnen auf Markung Irrendorf, Wasserspiegel des Quellbaches . . . . . 603 „
Wasserspiegel der Donau beim Jägerhaus (Schloss Bronnen) . . . 608 „
Donauspiegel am Einfluss der Beera . . . . . 621 „

Dq auf Blatt Tuttlingen.

Ruine Mariahilf bei Fridingen, Gerölle auf Weiss-Jura ζ . . . . 797 m
Vorderer Bräunisberg bei Nendingen . . . . . 798 „
(Untere Grenze der Quarzite auf zuckerkörnigem ε-Kalk bei 775 m.)
Gerölle an der Bergenreute bei Nendingen . . . . . 736 m
Dq im Schuttkies an der Mattsteig bei Tuttlingen . . . 694 „
Gerölle östlich Wurmlingen:
Dq auf „Kleine Reutelen“ (Eichen), höchste Stelle des Waldes, Meeresmolasse auf Weiss-Jura ε und Quarzitgerölle . . . . . 838 „
Kreuzweg, Erdfläche, Quarzitgerölle und Lehm auf Weiss-Jura ε . . . . . 847 „
Kayh, höchste Stelle des Waldes, Erdfläche, Quarzitgerölle und Lehm auf Weiss-Jura ε . . . . . 858 „
Niveau 847 m

Digitized by Google

Dq auf dem Konzenberg bei Tuttlingen	869 m
„ „ „ Möhringer Berg	880 „
„ südwestlich über Esslingen	920 „
Wasserspiegel der Donau bei Nendingen	634 „
Einfluss der Elta	641 „
Donauspiegel zwischen Möhringen und Immendingen	654 „

Das Alter der Quarzgerölle.

Die hohe Lage der Gerölle in durchschnittlich 185 m über dem Mittelwasser der Donau, sowie ihr Charakter als reine Quarzablagerung sind ein directer Maassstab für ein sehr hohes Alter. Es sind Neogenschotter. Organische Reste sind aus den Quarzgeröllen bisher nicht bekannt geworden; allein es ist nicht ausgeschlossen, dass ein günstiger Zufall eines Tages in den Anhäufungen der Kuppenzone Fossilien aufdeckt, etwa Reste des *Mastodon arvernensis*, vielleicht auch des *Elephas meridionalis*.

Die älteren Deckenschotter finden wir überall in nur etwa 100 m über dem heutigen Mittelwasser; ihr geologisches Alter ist als altquartär (z. Th. auch als jungpliocän) erkannt worden. Unsere Schotter, die vom älteren Deckenschotter des Alpenvorlandes unabhängig sind, sind älter. Ich möchte sie für altpliocän erklären. Für diese Annahme ist nicht der verschiedene Grad der Verwitterung, den wir bei beiderlei Schottern antreffen, maassgebend; der ältere Deckenschotter muss nicht deshalb nothwendig jünger sein als die Quarzgerölle, weil er den Verwitterungszustand jener noch nicht erreicht hat; bei Reinstetten sehen wir diesen Zustand annähernd verwirklicht, dem der Schotter überall mit Sicherheit entgegengeht. Morphologische Gründe sind es vielmehr, die das höhere Alter von Dq erheischen. Selbst wenn wir zugeben, dass die Oberfläche des Alpenvorlandes noch zur älteren Deckenschotterzeit längs der Alb 100 m höher lag als heute, so überragte schon in der Höhe der Klingensteiner Wälder die Lehne des Jura das Feld der fluvioglacialen Aufschüttung um rund 50 m, bei Blaubeuren um 100 m und bei Schelklingen schon um ca. 120 m. Nur die Höhen unterhalb Ulm konnten überspült werden; thatsächlich liegt ja bei Thalfingen und Göttingen alpines Material. Aber der obige Betrag ist

Digitized by Google

längs der Donau wohl um die Hälfte zu hoch gegriffen. Die jungtertiären Gesteine füllten das Alpenvorland nicht mehr bis auf die Höhe des Jura auf. Ferner hat Penck[1] gezeigt, dass wir gerade an der Donau, welche für die Alpenflüsse die Erosionsbasis abgiebt, auf die kleinste Tiefenerosion und auch die unbedeutendste Schotteraccumulation treffen.

Von Krustenbewegungen während des Eiszeitalters hat Penck parallel den Rändern des Alpenvorlandes streichende Aufsattelungen gefunden. Im Süden streicht die eine dem Gebirgsrande der Alpen, im Norden die andere dem Jura entlang; die letztere liegt vor der Alb, die Quarzgerölle ausserhalb derselben.

Die Verhältnisse am Emerberg gestatten vielleicht einen bestimmten Schluss auf das unterpliocäne Alter der Gerölle. Der Satz von dem Vorhandensein der Thäler zu Beginn der Diluvialzeit in ungefähr ihrer heutigen Tiefe gilt auch für die Zwiefalter Aach. Zu Ende der Miocänzeit konnte der Emerberg noch nicht vom Teutschbuch getrennt sein. Die Ausfurchung des Aachthales fällt somit in die Pliocänzeit; und da die Deponirung der Quarzgerölle auf dem Emerberg vorher erfolgt sein muss, so geschah ersteres in mittel- und oberpliocäner Zeit, während die Gerölle unterpliocän sind. Es besteht also zwischen der Ablagerung der obermiocänen Schichten und derjenigen der Gerölle gar kein Hiatus.

Es kann nicht meine Absicht sein, eine Parallelisirung mit den alten Schottern anderer Flussgebiete zu versuchen und die Altersfrage eingehend zu discutiren. Ich beschränke mich darauf, einige analoge Vorkommnisse heranzuziehen, welche Penck neuerdings an der Donau bekannt gemacht hat[2]. Es sind dies Ablagerungen, welche bisher theils als Quartärschotter, theils als Belvedereschotter[3] aufgefasst wurden. Am Eintritt der Donau in das boische Massiv treten Quarzschotter auf, welche die Hochflächen nächst Passau in 400 m Meeres-

---

[1] Penck, Alpen im Eiszeitalter. 2. Lieferung. p. 120.

[2] Penck, Alpen im Eiszeitalter. p. 83.

[3] v. Gümbel stellte hierzu nicht nur den obermiocänen Hausruckschotter, sondern auch die mittelmiocänen Quarzgerölle auf der Höhe des Neuburger Waldes. Mit keinem von beiden können wir unsere Gerölle parallelisiren.

Digitized by Google

höhe, 100—120 m über der Donau, bedecken und welche von v. Gümbel als Quartärschotter kartirt worden sind. Sie werden von dem mittelmiocänen Quarzgeröll, welches im Neuburger Walde auf über 500 m ansteigt, beträchtlich überragt. „Auch sie sind reine Quarzschotter, die in Verbindung mit Sanden und feuerfesten Thonen auftreten und dem Hausruckschotter recht ähnlich sind. Sie liegen weit höher als die Rudimente der Quartärschotter im Donauthale, sind daher älter als diese und jünger als die Mittelmiocänschotter. Man könnte sie daher mit den Hausruckschottern parallelisiren, jedoch ist auch möglich, dass sie zum Pliocän gehören. Gehen wir an der Donau abwärts, so treffen wir auf der Höhe des Hochstrassberges bei Pechlarn (320 m) und des Wachberges bei Melk (286 m) wieder Quarzschotter, im letzteren Falle mit spärlich beigemischten Kalken und lose verfestigt, ebenso auf dem Kremsfelde zwischen 290 und 320 m Höhe. Möglicherweise ordnen sich diese Vorkommnisse in ein Niveau." Von den Quarzschottern am Donaudurchbruch bei Passau sagt Penck an einer anderen Stelle[1]: „Sie sind aufs Innigste mit den Sanden des Jungtertiärs verknüpft, weswegen wir sie zum Jungtertiär rechnen."

Ich stehe nicht an, unsere Gerölle als Äquivalente der Passauer Quarzschotter zu bezeichnen, ob auch der anderen von Penck genannten Vorkommnisse, wage ich nicht zu entscheiden.

Die Lage der pliocänen Donau.

(Siehe die Übersichtskarte Taf. I.)

Das Thal der heutigen Donau setzt sich zusammen aus Längen- und Querthalstücken. In seinen geotektonischen Untersuchungen hat C. Regelmann[2] durchweg die stricte Abhängigkeit der Thalrichtungen von der Schichtenstellung gefunden. Die Längenthäler fallen zusammen mit Aufbruchlinien, welche dem Streichen der Schichten parallel sind, während die Querthäler strenge in der Richtung des Fallens (in Querrissen des Gebirges) verlaufen. Für die Lage und den Ver-

[1] Penck, l. c. p. 74.

[2] C. Regelmann, Württ. Jahrbücher f. Statistik etc. Jahrg. 1877. Heft V.

Digitized by Google

lauf der ältesten Donau ist der Gebirgsbau ebenso maassgebend.

Von Zwiefaltendorf bis in die Sigmaringer Gegend geben uns keinerlei alte Gerölle über den Lauf der ältesten Donau Rechenschaft. Das Thalstück der Donau zwischen Riedlingen und Scheer darf ohne Weiteres den im Osten und Westen anstossenden nicht gleichgesetzt werden. Zweierlei charakterisirt diese ca. 35 km lange Flussstrecke: einmal das Ausbiegen aus dem Jura in das Tertiärgebiet und dann die hochinteressante Thatsache, dass der Fluss auf dieser Strecke während der dritten Eiszeit vom Rheingletscher blockirt und überwältigt war. Zwischen Munderkingen und Ulm ist ein ähnlicher Austritt aus dem Albkörper. Beide Strecken sind ausgesprochene Längenthäler: von Hundersingen bis Rechtenstein fliesst die Donau genau im Streichen der Alb, welches hier die Richtung N. 35° O. einhält. Dieselbe Richtung hält sie am Fuss der Erminger Platte ein (N. 32° O.), während sie am Fuss der Platten des Landgerichtes, des Hochsträsses und des Eselsberges in die Richtung N. 62° O. umbiegt, welche dem Streichen dieser Platten entspricht. Auf beiden Strecken ist die Donau ein echter Schichtfluss, und zwar jüngeren Datums. Die Entstehung fällt an die Wende des Pliocäns und eben dadurch wurde der ältesten Donau, die wir nördlich, auf der Lehne des Jura, suchen müssen, ein (theilweises) Ende bereitet. Um hierfür Anhaltspunkte zu gewinnen, muss auf die prämiocäne und miocäne Topographie des Gebiets zurückgegriffen werden.

Die Schieflegung der Alb erfolgte gleichzeitig und im Zusammenhang mit der Versinkung der schwäbisch-bayerischen Hochebene. Aber nicht als festgefügte, einheitliche Masse verhielt sich hierbei die jurassische Schichtentafel; vielmehr wird das Juramassiv in eine Reihe verschieden geneigter Platten zerlegt. Folgen wir den Untersuchungen Regelmann's[1], so wird der Albkörper durch das Schichtengefälle in drei dem Streichen parallele Zonen geschieden: in eine nahezu horizontale nördliche Randzone, eine schwach gegen Süden geneigte Mittelzone und eine stark gegen Süden ein-

[1] C. Regelmann, l. c. p. 137.

Digitized by Google

fallende südliche Randzone. Letzere bildet den Ansatzrand der auf ihr auskeilenden Tertiärschichten. Ihr Streichen wird beherrscht durch die beiden Richtungen N. 32° O. und N. 62°. O, das Fallen beträgt ziemlich gleichmässig durchschnittlich 2,36 % gegen Südost. Die Mittelzone zeigt ein mittleres Streichen von N. 36° O. und ein mittleres Fallen von 0,98 % gegen Südost. Die mittlere Breite der Mittelzone beträgt 14 km. Die nördliche Randzone stimmt im Streichen vielfach überein mit der Mittelzone, während sie in Betreff des Schichtenfalles ganz entgegengesetzte Verhältnisse zeigt. Statt eines Einfallens gegen SO. findet man ein Gefälle gegen NW. oder horizontale Lagerung. „Bei der Gebirgserhebung zur Miocänzeit hat also die Stabilität der Albplatte dem von Süden her wirkenden Drucke nicht als Einheit Stand halten können, sonst müssten die höchsten Erhebungen am Nordrande liegen. Die nördliche Randzone brach ab und sank theilweise wieder gegen Norden ein. Auf der Grenze zwischen der nördlichen Zone und der Mittelzone liegt also seit alten Zeiten ein Hauptgebirgsbruch.“ (Regelmann.)

Der plötzliche Gefällswechsel zwischen Mittel- und Südzone hatte Schichtaufbrüche in der Streichrichtung (parallel dem Hauptbruchrande) zur Folge. Sie, wie auch die Querspalten, welche die einzelnen Schollen gegeneinander abgrenzten, gaben zur Thalbildung Anlass.

Auf den Südzonen der Juraschollen bezw. am Bruchrande gegen die Mittelzone lag nun die pliocäne Donau. Wo Längsbrüche existirten, garantirten sie gleichsam dem Fluss den Verbleib in seinem Bett, indem er hier, zumal wenn durch weiteres Nachsinken die Nordkante der Südzone gehoben wurde, langsam und sicher einschneiden konnte. Das sehen wir im Kirchenthal, welches auf einer Verwerfungsspalte liegt, und im Blauthal zwischen Schmiechen und Arnegg, welches durch Abknickung der Hochsträssplatte (Südzone) gegen die Mittelzone entstanden ist.

Auf der grossen Scholle, welche im Westen von der Lauchertspalte und im Osten von der Grossen Lauterspalte von der übrigen Schichttafel abgegrenzt ist, ist die Lage der ältesten Donau nicht ebenso sicher zu ermitteln wie zwischen Rechtenstein und Ulm. Hier existirte schon aus der Jura-

Digitized by Google

zeit her ein grosses Depressionsgebiet, das zur Tertiärzeit als Teutschbuchbecken mit Niederschlägen ausgefüllt wurde. Verschiedene Thatsachen lassen sich leichter erklären, wenn man annimmt, dass noch um die Wende der Tertiärzeit und eventuell bis ins ältere Diluvium in diesem Gebiet Nachsackungen am Südrande stattgefunden haben, welche zu weiterer Schiefstellung und Nachsinkung der Südzone führten. So möchte ich das Übergreifen der Altmoräne auf die Alb und den Austritt der Donau aus dem Jura bei Scheer damit in Zusammenhang bringen. Auch die Thatsache, dass die Donau, verstärkt durch die rechtsseitigen Gletscherflüsse, deren Wasser gleichsam hierher gelockt wurden, das Tertiärbecken bis auf den Weissen Jura ζ („Jurapforte" Gugenhan's bei Riedlingen) ausräumen konnte, so dass der Gletscher ein relativ niederes Gebiet vorfand, erklärt sich vielleicht unter obiger Annahme. Ebenso, dass die Verlegung des ältesten Donaulaufes, der am Nordrande der Südzone, hinter dem Teutschbuch, lag, rasch bewirkt und die Vertilgung seiner Spuren sehr gefördert wurde.

Bis zum Emerberg (im Westen), der eine starke Geröllkuppe trägt, sind wir über die älteste Donau unterrichtet. Suchen wir hier anzuknüpfen. Die Zwiefalter Aach ist in ihrem Unterlauf als Ausflussrinne des nach SO. geneigten Zwiefalten-Hayinger ζ-Beckens anzusehen. Von Norden her mündeten das Glasthal, welches mehrere von der Höhe der Alb herabkommende Wasseradern zusammenfasste, von Westen her das Fridinger und das Kessel-Thal (mit dem heutigen Aachursprung) in die Mulde. Es ist wahrscheinlich, dass auch diese Thalzüge auf leichten Rissen im Gebirge angelegt wurden. Die Thalung längs dem Nordwestfuss des Teutschbuchs, die auf der Grenze der Süd- und Mittelzone verläuft, zeigt den alten Donaufluss an, der hier in 710—750 m (180—200 m über der Aach) genau im Streichen der Schichten von Sigmaringen her längs dem Teutschbuch strömte. Bei Zwiefalten bog er etwas aus dieser Richtung ab, ging über den Emerberg auf Rechtenstein zu und nahm bei Neuburg mit Eintritt ins Kirchenthal seinen Charakter als Schichtfluss wieder an. Bei Bingen und Hitzkofen habe ich Anzeichen zur Stütze dieses vermutheten Laufes gefunden.

Digitized by Google

Einmal das auffällige Knie der Lauchert an letztgenanntem Orte. Die Lauchertmündung lag ursprünglich hier; erst die Austrittspforte bei Scheer und die damit sich vollziehende Verlegung der pliocänen Donau in ihr heutiges Bett schuf diesen jähen Thalknick; die Lauchert eilte auf kürzestem Weg der verlegten Donau zu. Ganz dasselbe vollzog sich an der Grossen Lauter bei Lauterach. Auf den ε-Höhen zwischen Hitzkofen und Wilflingen finden sich hart an der Grenze der Altmoräne[1], die bis 670 m heraufgeht, in 680—690 m alte Gerölle, die wir wohl mit Recht für die Neogenschotter beanspruchen dürfen; sie gehören zur Gehängezone. Die Alte Donau zog, wie auch die Topographie wahrscheinlich macht, hier oben in der Richtung auf Wilflingen. Dort und auf der Halbinsel zwischen Lauchert und Donau sind durch postpliocäne Veränderungen die alten Formen der Landschaft völlig verwischt. Bei Sigmaringen ist kein Zweifel, dass der Fluss einst quer über die Halbinsel auf Bingen zuströmte, bei Wilflingen ist auch denkbar, dass er nach rechts ausbog und längs dem Südostrand des Teutschbuchs auf Rechtenstein zuging. Die alte Flussstrecke Sigmaringen—Zwiefalten—Rechtenstein scheint nicht lange (geologisch gesprochen!) benützt worden zu sein, sonst könnte man deutliche Anzeichen vorfinden. Die Gründe der Verdrängung aus dem Jura in tertiäres Gebiet und der Herstellung der jetzigen hydrographischen Verhältnisse zu Beginn der Diluvialperiode habe ich oben angedeutet.

Auf den Höhen des Teutschbuchs (wie des Landegrichtes) suchen wir vergeblich nach den Quarzgeröllen. Soll man annehmen, dass intensive Abspülung jede Spur etwaiger Ab-

[1] Vom Scheitelpunkt des Gletschers am Hochen bei Honstetten senkt sich die an den Jura angelehnte Altmoräne langsam und allmählich in nordöstlicher und südwestlicher Richtung zur Donau und zum Rhein. Am Hochen erreichte die Moräne ihre maximale Höhe mit beinahe 740 m, an die Donau tritt sie oberhalb Sigmaringen in 670 m Höhe heran (Penck). Auf Blatt Fridingen liegt die obere Grenze der Altmoräne in durchschnittlich 700 m. Alles, was tiefer liegt, ist von alpinem Schutt überdeckt, während die höheren Terraintheile frei davon sind. Dq auf Blatt Fridingen und Tuttlingen liegt daher ausserhalb des Bereichs des Rheingletschers und wir dürfen mit Recht den nicht alpinen, sondern danubischen Charakter auch auf die Schelklinger etc. Gerölle übertragen.

Digitized by Google

lagerungen beseitigt hat? Am Teutschbuch kann diese Arbeit während der grossen Eiszeit geleistet worden sein und ist höchst wahrscheinlich der Gletscher selbst für einen Theil dafür verantwortlich zu machen (cf. Gugenhan l. c.). Die seit der Pliocänzeit vor sich gehende Abtragung der weichen Kalke und Sande, deren Betrag und Wirksamkeit durch Überdeckung mit einer schützenden Schotterhülle einigermaassen vermindert wurde, erfuhr durch solche Ereignisse neue Verstärkung.

Teutschbuch wie Landgericht erscheinen als geschlossene, ziemlich intacte Tertiärmassive, in denen die Abspülung nicht sehr bedeutend war; sie mag 20—30 m betragen. Dagegen ist sie für kleinere, isolirte Tertiärinseln, wie z. B. den Österberg, einen Auslieger des Teutschbuches, oder den Hochberg bei Thalheim, rund doppelt so hoch anzusetzen (60—70 m), und zwar ist sie bei diesen zum grössten Theil diluvial, während die zusammenhängenden Tertiärgebiete in der Quartärperiode nur noch kleine Verluste erlitten haben.

Ueberblick.

Die älteste, pliocäne, Donau lag bis Ulm auf der Schichtlehne der Alb, in durchschnittlich 11 km Entfernung vom südlichen Bruchrande. So ist sie ein echter Weiss-Jurafluss, ein Randfluss der schwäbischen Alb, dessen Entstehung und erste Schicksale mit der Geschichte der Alb unzertrennlich verflochten sind. Die Thalgeschichte der obersten Donau hat Penck dargelegt. Entstanden aus jungmiocänen Anlagen, vom Gehänge des Schwarzwaldes herabeilend, wird sie von Geisingen an, wo sie heute in den Weissen Jura eintritt, zum Schichtfluss und folgt dem Generalstreichen der Alb. Dem Jura (bis Ulm) treubleibend, begann sie, gespeist durch die Wasseradern ihres weit nach NW. ausgedehnten Einzugsgebietes, in längeren Längen- und kürzeren Durchbruchsthälern ihr Bett auf der Juratafel einzugraben. Aber nicht an allen Punkten der durchmessenen Schollen war ihr ein sicheres Einschneiden ermöglicht. Nachsinkungen am Südrande der Südzonen, in denen die Depression des continentalen Miocäns gleichsam ausklang, sowie andere Factoren, wozu die Einengung des Einzugsgebietes infolge der Abbröckelung an der

Digitized by Google

Albstirnseite und Tieferlegung des rheinischen Flusssystemes, ferner die Anbahnung der heutigen hydrographischen Verhältnisse auf dem Alpenvorlande zu rechnen sind, wurden der bisherigen Position der Donau auf der Lehnenseite verhängnissvoll. Sie wurde gleichsam vom Jura herunter- und aus demselben herausgeworfen. An drei Stellen, die als schwache Punkte dort liegen, wo zwei Juraschollen längs einer Querspalte zusammenstossen, nämlich bei Scheer, Munderkingen und Ulm, brach der Fluss aus dem Jura aus. Er wurde jetzt zur Sammelader der von Süden hereilenden Gewässer. Diese, welche mit Beginn der Glacialzeit voll und reichlich strömten, drückten den Fluss hart dem Albrande an und verhinderten jedes Umherschweifen im tertiären Land.

Bei Ulm[1] scheint die Donau, das Querthal der unteren Blau benützend, von Anbeginn aus dem Jura ausgetreten zu sein; sie floss von hier nach Osten hin über tertiäres Gestein, mit welchem die gegen das Ries hin mehr und mehr sich fühlbar machenden Juraniederungen ausgefüllt worden waren. Erst östlich des Rieses tritt sie in der Neuburger Enge tief in den fränkischen Jura ein. Sie strömte dort durch das Wellheimer Trockenthal und das Thal der Altmühl. Bei Regensburg verlässt sie endgültig den Weissen Jura.

Sichtbare Spuren ihres einstigen Daseins hat die pliocäne Donau in den Quarzgeröllen hinterlassen. Die Herkunft der Quarze kann nicht zweifelhaft sein: sie entstammen zerstörtem Buntsandstein des Schwarzwaldes, speciell den Conglomeraten des Hauptbuntsandsteins. Die Quarzite müssen wir aus den Formationen des Deckgebirges (hauptsächlich ebenfalls aus dem Buntsandstein), z. Th. vielleicht auch aus dem Grundgebirge herleiten[2]. Die Masse der Quarze sowie das Fehlen von eruptiven Schwarzwaldgesteinen, Jurakalken und Muschelkalk erklärt sich aus dem sehr hohen Alter der Schotter. Es liegen für unsere Gerölle keinerlei Ausnahmebedingungen vor und sie machen keinerlei Ausnahme im System jungtertiärer Schotter, welche als fast reine Quarzanhäufungen geradezu ein circumterrestres Phänomen sind. Ich will als Stichprobe

[1] Vergl. p. 25 Anmerkung 1.

[2] Eine petrographische Untersuchung der sogen. Quarzite, welche ich vornehmen will, kann vielleicht nähere Aufklärung bringen.

Digitized by Google

und zum Schluss nur ein einziges Beispiel anziehen. De Lamothe[1] bezeichnet den älteren Deckenschotter als „Diluvium à éléments quartzeux" und verwendet für ihn dasselbe Zeichen Dq. Den Ausführungen de Lamothe's, welcher das „Diluvium à éléments quartzeux" aus den Flussgebieten der Mosel, des Ognon und Doubs, der Saône etc. beschreibt, kann man eine Reihe von Zügen entnehmen, die ebenso gut auf unsere Gerölle und Verhältnisse passen. Viele Sätze liessen sich wörtlich citiren.

Von Epinal abwärts sind die Hochebenen, welche die Mosel hier begleiten, von quarz- und quarzitischen Gesteinen und Höhenlehm bedeckt. Die Schotter liegen im Allgemeinen 60 m über dem Thalweg; ihr Alter ist als oberpliocän erkannt worden. Sie stammen aus dem „grès vosgien" und dem „grès bigarré". Zersetzte granitische Gerölle kommen immer mit den Quarzen vor, aber so selten, dass Hogard glaubte, sie fehlen überhaupt[2]. Die Gerölle liegen bald frei an der Oberfläche, bald stecken sie in einem ockergelben sandigen Thon; die grössten Gerölle haben 25—30 cm Durchmesser.

Westlich Nancy liegt das „Diluvium à éléments quartzeux" ca. 150 m über der Meuse und de Lamothe schreibt sehr bezeichnend: „les galets sont roulés, paraissent exclusivement quartzeux et présentent des traces fréquentes d'altérations."

Verzeichniss der benützten Literatur.

W. Branco, Vulcanembryonen. 1894. Jahreshefte d. Ver. f. Vaterl. Naturk. in Württ. 1894/1895.

Engel, Über die sogen. jurassische Nagelfluhe auf der Ulmer Alb. Jahreshefte 1882.

— Geognostischer Wegweiser durch Württemberg. 2. Aufl. 1896.

— Die Schwabenalb. 1897.

K. Endriss, Die Versinkung der oberen Donau zu Rheinischem Flussgebiet. Stuttgart 1900.

E. Fraas, Geognostische Beschreibung des Oberamts Ulm. Beschreibung des Oberamts Ulm. 1. Bd. 1897.

O. Fraas, Begleitworte zu Atlasblatt Ulm. 1866.

[1] De Lamothe, Note sur les terrains de transport etc. Bull. Soc. Géol. France. Bd. 25. 1897. p. 378.

[2] Dass die eruptiven Gesteine noch nicht ganz verschwunden sind, wird durch die relativ geringe Höhenlage der Gerölle bei ca. 380 m genügend erklärt.

Digitized by Google

Götz, Verlauf der diluvialen Eiszeit in Schwaben. Verh. XIII. Geogr.-Tages in Breslau.

v. Gümbel, Geologische Beschreibung von Bayern. 2. Bd. 1894.

Gugenhan, Zur Thalgeschichte der oberen Donau. Jahreshefte 1903.

Haag, Bemerkungen zum Diluvium in Rottweils Umgebung. Jahreshefte 1902.

— Zur Geologie von Rottweils Umgebung. Programm des Gymnasiums. 1897.

— Zur Thalgeschichte der oberen Donau. Centralbl. f. Min. 1903. No. 19.

Knickenberg, Die Nordgrenze des ehemaligen Rheingletschers. Jahreshefte 1890.

Koken, Löss und Lehm in Schwaben. Dies. Jahrb. 1900. II.

— Beiträge zur Kenntniss des Schwäbischen Diluviums. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XIV. 1901.

de Lamothe, Note sur les terrains de transport du bassin de la Haute-Moselle et de Quelques vallées adjacentes. Bull. Soc. Géol. France. 1897. **25**. I.

Penck u. Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter. Lieferung 1—5. 1901—1903.

Penck, Thalgeschichte der obersten Donau. Schrift. d. Ver. f. Gesch. d. Bodensees. **28**. 1899.

Quenstedt, Begleitworte zu den Atlasblättern Blaubeuren, Ehingen, Fridingen, Tuttlingen, Ebingen.

C. Regelmann, Trigonometrische Höhenbestimmungen für die Atlasblätter Ehingen, Riedlingen, Fridingen und Tuttlingen. Württ. Jahrbücher für Statistik und Landeskunde 1877. Heft V.

Stoller, Die alten Flussschotter im oberen Neckargebiete. Dies. Jahrb. 1902. II.

Thürach, Über ein Vorkommen von Geschieben alpiner Gesteine bei Treuchtlingen nördlich des fränk. Jura. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1898.

Digitized by Google

Untersuchungen über Thuringit und Chamosit aus Thüringen und Umgebung.

Von

Edward Robins Zalinski aus New York.

Mit Taf. III—V und 1 Textfigur.

Seit langer Zeit ist in Thüringen und benachbarten Gegenden das Vorkommen eines chloritähnlichen Minerals, des Thuringits, bekannt, welcher bei Schmiedefeld von der als Chamosit bezeichneten Substanz begleitet wird. Der erstere bildet auch den Hauptbestandtheil eines schieferigen Gesteins, des Thuringitschiefers. Ein an gewissen Orten, z. B. bei Gebersreuth vorhandener reichlicher Gehalt von Magnetit bewirkt seine Benutzung als Eisenerz; bei Schmiedefeld ist es der ebenfalls etwas magnetithaltige Chamosit, welcher dort als Eisenerz abgebaut wird.

Obschon über beide Mineralien sowohl in Bezug auf ihre chemische Zusammensetzung als hinsichtlich ihres geologischen, an das Untersilur gebundenen Auftretens eine Reihe älterer und neuerer Untersuchungen vorliegt, scheinen doch die hier in Frage kommenden Verhältnisse nicht mit der wünschenswerten Vollständigkeit aufgeklärt zu sein, so dass es nicht überflüssig sein dürfte, dieselben einer abermaligen Erörterung zu unterziehen. Ein mehrfacher Besuch der in Rede stehenden Localitäten und viele an Ort und Stelle gemachten Aufsammlungen haben dazu das Material geliefert. Im Verlauf gelangen folgende Punkte zur Behandlung:

Historisches über die Kenntniss des Thuringits und des Chamosits.

Geologisch-stratigraphische Natur der Lagerstätten.

Digitized by Google

Mineralogisch-petrographische Beschaffenheit beider Substanzen.

Chemische Zusammensetzung derselben. Gegenseitiges Verhältniss von Thuringit und Chamosit.

Mögliche Entstehungsweise derselben.

I. Historisches[1].

Der Thuringit wurde von Breithaupt zuerst als selbständiges Mineral aufgeführt und benannt. Die erste Beschreibung erschien 1832 in der „Charakteristik des Mineralsystems", wo er sich unter den Glimmern wie folgt angeführt findet:

Thuringit Br.

Perlmutterglanz. F., olivengrün. Str., oliven- bis zeisiggrün und fettig glänzend. Blätterig und körnig zusammengesetzte Massen. Spaltbar, in einer Richtung deutlich. H. 2½ bis 3. G. 3,151 bis 3,157.

Abänderungen aus einem Eisensteinlager von Schmiedefeld im Herzogthum Saalfeld, Br.

Fettig anzufühlen.

Später in seiner lateinisch geschriebenen (1841. p. 386) Mineralogie wird das Mineral als *Astrites thuringites* bezeichnet und auf Grund einer qualitativen Analyse von Plattner unter die Glimmergruppe gestellt.

Rammelsberg[2] gab dann die erste quantitative Analyse 1847, aber in dieser war die Thonerde übersehen worden. Er sagt: „Dies von Breithaupt bei Saalfeld aufgefundene Mineral bildet mit Chlorwasserstoffsäure eine Gallerte. Es enthält beide Oxyde des Eisens, welche durch besondere Versuche bestimmt wurden." Die erste Analyse lieferte:

Kieselsäure	22,41
Eisenoxyd	21,94
Eisenoxydul	42,60
Kalkerde	1,16
Wasser	11,89
	100,00

[1] Vergl. auch Hintze, Handb. d. Mineralogie. 1896. p. 740 und 736.

[2] Handw. chem. Teil. Min. 1847. Suppl. 3. 121; Pogg. Ann. 1846. p. 68, 515.

Digitized by Google

1854 zeigte L. Smith, dass das durch Genth 1853 unter dem Namen Owenit beschriebene amerikanische Mineral von Harpers Ferry in Virginien dieselbe chemische Zusammensetzung (a) besitzt wie der Thuringit von Schmiedefeld, von welchem er an Stelle der unrichtigen Rammelsberg'schen eine erneute Analyse (b) veranstaltete.

	a.	b.
SiO_2	23,55	22,05
Al_2O_3	16,46	16,40
Fe_2O_3	14,33	17,66
FeO	32,78	30,78
MgO	1,60	0,89
$(Na, K)_2O$ . .	0,46	0,14
H_2O	10,48	11,44
	99,66	99,36

Gümbel[1] giebt in seinem Werke über das Fichtelgebirge ausführliche Mittheilungen über den Thuringit und die aus demselben vorwiegend zusammengesetzten Gesteine, und sowohl Liebe[2] als Loretz[3] haben weiterhin besondere Untersuchungen über Thuringit angestellt.

Tschermak[4] bringt in seiner Abhandlung über die Chloritgruppe den Thuringit nebst dem Metachlorit und Cronstedtit unter seine Leptochloritgruppe.

Obschon so der Thuringit Gegenstand manchfacher Untersuchungen gebildet hat, scheinen dieselben doch nicht als völlig abgeschlossen gelten zu können. Wie alle Glieder der Leptochlorite erscheint er fast immer in sehr kleinen Blättchen und feinen Schuppen; dies macht eine Ermittelung der optischen und krystallographischen Natur sehr schwierig. In vielen Fällen ist man auch nicht sicher, ob thatsächlich homogenes Material vorliegt.

H. Fischer[5] sagt über die Homogenität des Minerals: „Bei Anwendung der Polarisation könnte man das Mineral

[1] Gümbel, Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges. 1879.

[2] Th. Liebe, Übersicht über den Schichtenbau Ostthüringens. Abh. z. geol. Spezialk. v. Preussen. 5. H. 4. 1884.

[3] H. Loretz, Zur Kenntniss der untersilurischen Eisensteine im Thüringer Walde. Jahrb. d. K. Preuss. Landesanst. 1884. p. 120—147.

[4] Tschermak, Die Chloritgruppe. II. Theil. Vorgelegt der k. k. Akad. d. Wissensch. in Wien. 100. Abth. I. Februar 1891.

[5] Krit. Stud. 1869. p. 59.

Digitized by Google

auf den ersten Blick für nicht homogen halten; wenn man jedoch bei gekreuzten Nicols die Drehung des Schliffes vornimmt, überzeugt man sich bei grosser Aufmerksamkeit, dass die zuvor hell gewesenen Stellen dunkel werden und umgekehrt."

Das krystallographische System des Thuringits ist noch nicht mit wünschenswerther Sicherheit bestimmt worden.

Der Thuringit von Schmiedefeld hat nach H. Loretz folgende durchschnittliche chemische Zusammensetzung:

SiO_2	22,61
Al_2O_3	16,80
Fe_2O_3	15,43
FeO	33,10
MgO	1,20
H_2O	10,60
	99,74

Ausserdem wird Thuringit von folgenden Localitäten angegeben:

Schlesien, bei Kupferberg-Rudelstadt, auf Grube Einigkeit zusammen mit Tremolit und Prasemquarz[1].

Kärnten in einem chloritgneissähnlichen Gestein am südwestlichen Ufer des Zirmsee, feinkörnige, schwärzlichgrüne Aggregate (v. Zepharovich).

Hot Springs in Arkansas; auch von der Spurr Mountain Iron Mine am Superior-See eine Thuringit-ähnliche, ziemlich homogene, granatführende Masse in dem Chloritschiefer, welcher auf einem Magnetitlager aufruht.

Neuerdings erwähnt Vernadsky (dies. Jahrb. 1902. II. 351) dunkelgrünen, sehr feinblätterigen Thuringit von Raduchow bei Dunta im Tergebiet, Kaukasus.

Chamosit wurde von Berthier[2] im Jahre 1820 entdeckt bei der Untersuchung eines Eisenerzes aus dem Chamosonthal bei Ardon im Kanton Wallis der Schweiz.

Dieses Erz enthielt Magnetit in sehr feinen Körnern und war ausserdem zusammengesetzt aus einem dunkelgrünen, derben Material, welches durch eine carbonatische Grundmasse cementirt war und selbst eine oolithische Structur besonders vollkommen entwickelt zeigt.

[1] Websky, Zeitschr. d. geol. Ges. 1853. 5. 402.

[2] Annales des Mines. 1820. 5. 393.

Digitized by Google

Berthier analysirte 1820 dieses Erz und glaubte durch Abziehen des Carbonates die chemische Zusammensetzung des eigentlichen Silicates bestimmen zu können; dabei hatte er jedoch versäumt, den vorhandenen Magnetit in Betracht zu ziehen. Seine Originalanalyse ergab:

SiO_2	14,3
Al_2O_3	7,8
FeO	60,5
H_2O	17,4
	100,0

Das dunkelgrüne Silicat war es, was von ihm als Chamoisit bezeichnet wurde. Studer[1] ertheilte diesem Namen die richtigere Form Chamosit, weil auf der topographischen Karte der Schweiz[2] der Fundort Chamoson und nicht Chamoison heisst.

Später analysirte Berthier, 1827, ein körniges Eisenerz von Hayanges in der Nähe von Metz. Wenn dasselbe von dem erdigen Brauneisenerz befreit war, so ergab die Analyse:

Kalkcarbonat	11,0
Eisencarbonat	40,3
Silicat	48,5
	99,8

Das Silicat selbst bestand nach ihm aus:

SiO_2	12,4
Al_2O_3	7,8
FeO	74,7
H_2O	5,1
	100,0

Dies Silicat wurde von Beudant Berthierin genannt[3].

Huot[4] beschreibt ein ähnliches oolithisches Eisenerz aus der Bretagne, welches er als Bavalit bezeichnet.

Dufrénoy[5] regte an, alle diese mehr oder weniger ähnlichen Substanzen unter dem Namen Chamosit zu vereinigen. Als sich dann aber allmählich der Gebrauch einstellte, oolithische Eisenerze, in denen jenes grünliche Eisensilicat

[1] Dies. Jahrb. 1836. p. 337. — Index der Petrographie. 1872. p. 49.
[2] Blatt 485 Saxon.
[3] Traité de Min. 1832. p. 128.
[4] Min. 1841. p. 290.
[5] Min. 1845. 2. 495; 1847. 3. 750.

Digitized by Google

nur einen Theil des Bestandes ausmacht, ebenfalls selbst als Chamosit zu bezeichnen, schlug LORETZ vor, letzteren Namen eben auf diese Weise im petrographischen Sinne zu gebrauchen[1] und darunter dunkelgraulichgrüne Eisensteine zu verstehen, welche aus Carbonaten, einem chamositischen chloritartigen Mineral und häufig beigemengtem Magnetit oder Titaneisen bestehen. Doch würde dies, wie C. SCHMIDT[2] und HINTZE[3] mit Recht hervorheben, eine völlige und nicht zu billigende Abweichung von der ersten Begriffsbestimmung des Chamosits als eines besonderen Minerals bedingen.

Ausserdem wird Chamosit von folgenden Localitäten angegeben:

Schweiz: Im Kanton Uri zwischen den beiden Windgällen am nördlichen Abhang des Maderanerthales[4], am Mettenberg im Berner Oberland, chamositähnliche Substanzen[5].

Lothringen: Als Zwischenmasse in den den Murchisonaeschichten eingelagerten Brauneisenoolithen.

DES CLOIZEAUX[6] erwähnt das Vorkommen ähnlicher Erze in Burgund und in der Champagne, auch in der Bretagne.

Bei Schmiedefeld unfern Saalfeld in Thüringen: Als dem Untersilur angehörige oolithische Eisensteinslager, ausführlich von LORETZ besprochen.

Bei Kupferberg-Rudelstadt in Schlesien findet sich ein „etwa mit dem Chamosit gleichzustellendes" wasserhaltiges Thonerdeeisenoxydulsilicat mit sandigem Quarz gemengt, als Bindemittel der aus Glimmerschiefergeröllen bestehenden Grauwacke-Conglomeratschichten, welche unmittelbar auf die krystallinischen Schiefer aufgelagert sind. (WEBSKY, Zeitschr. d. geol. Ges. 1853. 5. 429.)

Böhmen: Bei Nučic, westsüdwestlich von Prag, ist in den Untersilurschichten in mächtigen Flötzen ein dunkelbläuliches oder grünlichgraues und grünlichschwarzes Lager

---

[1] Jahrb. Preuss. Landesanst. 1884. p. 133.

[2] Zeitschr. f. Krystallogr. 11. 1886. p. 602.

[3] Handb. d. Miner. 2. 737.

[4] C. SCHMIDT, Zeitschr. f. Krystallogr. 11. 1886. p. 597; s. später in dem chemischen Theil.

[5] DES CLOIZEAUX, Min. 1862. p. 469.

[6] Min. 1862. p. 469.

Digitized by Google

von oolithischem Eisenerz eingeschaltet[1], welches westlich über Chrustenic und östlich über Jinočan verfolgt werden kann.

Ein ähnliches dunkelgrünlichgraues oolithisches Material erscheint in dem Eisenerzlager von Glashütte bei Zbirow, und ein weiteres dunkelbläulichgraues Erz kommt bei Radnic vor, auf der Grube Buchlow bei Sebešic. Dieses letztere ist nicht sehr oolithisch.

Krejči[2] erwähnt ein dunkelgrünes, chamositähnliches, linsenförmiges Erz in der Nähe von Horlic, welches sehr ähnlich dem thüringischen Erz bei Schmiedefeld ist.

II. Geologisch-stratigraphische Natur der Lagerstätten.

Nach den Darlegungen von Th. Liebe und E. Zimmermann gliedert sich das Silur in Ostthüringen im Allgemeinen folgendermaassen von oben nach unten:

Hangendes: Devonische Tentaculitenschiefer; Lager von Diabasen Palaeopikriten und Diabastuffen.

III. Obersilur:
- 2. Obere Graptolithenschiefer; Alaunschiefer (= Ludlow-Stufe);
- 1. Ockerkalk (Knotenkalk, Knollenkalk), mit *Cardiola, Orthoceras.*

II. Mittelsilur:

Untere Graptolithenschiefer; Kieselschiefer (= Wenlock- und Llandovery-Stufe).

I. Untersilur:
- 6. Obere Schiefer (Gümbel's Lederschiefer), etwas kalkige, rostfleckig gelblich verwitternde, lederbraune Thonschiefer (= Caradoc-Stufe);
- 5. oberer Quarzit, Hauptquarzit;
- 4. oberer Thuringit-Horizont mit Chamosit;
- 3. dunkle untere Schiefer, Griffelschiefer, dünnblätterige Dachschiefer, mild und matt (= Llandeilo-Stufe);
- 2. unterer Quarzit mit unterem Thuringit-Horizont, vielorts nicht entwickelt;
- 1. graue Schiefer, gelblich zerfallend, Leimitzschichten bei Hof (= Tremadoc-Stufe).

Liegendes: Phycodenschiefer des Cambriums.

H. Credner, R. Lepsius u. A. erkennen ein Mittelsilur nicht an, indem sie die „unteren Graptolithenschiefer" als unterste Etage dem Obersilur zuzählen.

[1] Bořicky, Sitzgsber. Akad. Wien. 1869. p. 59, 599. Vela und Helmhacker, Arb. geol. Abth. d. Landesdurchforsch. Böhmens. 1874. **2b.** 233. Feistmantel, Böhm. Gesellsch. Wiss. 1876. 8. Folge 6.

[2] Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1861. **11.** Verhandlungen p. 89.

Digitized by Google

Was den Thuringit betrifft, so ist er nach Vorstehendem in zwei Horizonten vorhanden. Der obere Thuringit-Horizont besitzt im ostthüringischen Untersilur, ungefähr in dessen Mitte an der Basis der oberen Quarzitetage eingelagert und bis jetzt stets fossilfrei befunden, eine ziemlich regelmässige Verbreitung (Schmiedefeld, westlich von Gräfenthal, Gebersreuth bei Gefell, Oberböhmsdorf bei Schleiz, Staarenburg bei Görlitz). Der untere, oberhalb der cambrischen Phycodenschiefer, ist auf gewisse Stellen beschränkt. Wie Zimmermann hervorhebt, wurde anfangs nur ein einziges Thuringitlager, eben unten an der Grenze von Cambrium und Silur angenommen, das Vorkommen vom Leuchtholz zwischen Hirschberg und Hof mit seiner schon von Gümbel erwähnten Führung von *Orthis testudinaria* oder *Lindströmi*. Liebe wies alsdann das Dasein auch jenes oberen Horizontes (I. 4) nach, welcher zwar zunächst von ihm für den untergeordneten gehalten wurde, bis es sich herausstellte, dass gerade ihm die verbreitetsten und mächtigsten Lager angehörten. Dieses Überwiegen des oberen Horizontes ist so bedeutend, dass Zimmermann sogar eine Zeit lang umgekehrt zu zweifeln begann, ob der untere Horizont überhaupt existire und nicht vielmehr sein anscheinendes Auftreten auf Lagerungsstörungen zurückzuführen sei. Für letztere Auffassung hätte auch die jedesmalige Bedeckung durch hangenden Quarzit gesprochen. Inzwischen hat er sich aber von dem wirklichen Dasein des unteren Horizontes überzeugt[1], welcher sich, bisweilen etwas sandig, auch durch seine reiche Führung grobklastischen Quarzes vor dem oberen auszeichnet. Ja, gerade auch an dem erwähnten Leuchtholz gelang es ihm, 800 m nordnordöstlich von dem unteren auch den oberen Horizont nachzuweisen. Gleichfalls beim Rittergut Sparnberg westlich von Hirschberg a. d. Saale sind nach ihm beide Thuringit-Horizonte zu beobachten, der untere als eine bisweilen magnetitführende Quarzitbank mit thuringitischen Zwischenlagen.

Noch einer besonders merkwürdigen Erscheinung wird von Zimmermann eingehend gedacht. Derselbe obere Thuringit-

[1] Erste Mittheilung, Zeitschr. geol. Ges. **54**. 1902. p. 336 ff. Zweite Mittheilung, Jahrb. preuss. geol. Landesanst. f. 1901. p. 390 ff.

Digitized by Google

Horizont, der z. B. bei Oberböhmsdorf unweit Schleiz in normaler Ausbildung ansteht, ist in der Nähe des Ullersreuther Dachschieferbruchs, mit genau übereinstimmender Stellung, aber in einem Gebiet stärkster Metamorphose als ein Chloritschiefer vorhanden, der strotzt von bis 2 mm grossen scharfen Magnetitoktaëdern, bisweilen auch daneben noch Granaten und Hornblendenadeln führt. Wenn Zimmermann in seiner ersten Mittheilung Bedenken hegte, dieses Vorkommniss durch Contact mit einem nirgends ersichtlichen Granit zu erklären und eher an eine Wirkung der Dislocationsmetamorphose dachte, so hat er in der zweiten für die Bildung der begleitenden Granatfelse doch erklärt, dass diese in der am meisten zusagenden Weise als Contactproduct gedeutet würden. Der Versuch, diese umgewandelten Thuringitmassen näher zu studiren, wäre ausserhalb des Rahmens der vorliegenden Arbeit gefallen.

Bei Schmiedefeld ist nach den gefälligen Mittheilungen des Herrn Bottenberg von der dortigen Grubenverwaltung das Untersilur in folgender speciellen Weise von oben nach unten gegliedert:

m) Obere Schiefer, dunkle oder gelbliche Thonschiefer, ca. 500 m mächtig;
l) Quarzitbändchen in streifiger Wechsellagerung mit Thonschieferschichten, 1—1,5 m;
k) Thuringit, gemengt mit weichem dunklem Thonschiefer in kleinen Partien und Streifen, 0,5—1 m;
i) Haupt-Chamositlager, 13—15 und 18—20 m mächtig;
h) quarzitischer Schiefer oder Quarzit mit vielen grossen Glimmerblättchen, nimmt stellenweise thonige oder chloritische Bestandtheile auf;
g) Chamositlager mit grossen Oolithen (bis 1,5 cm im Durchmesser), 0,5 bis 2 m;
f) Griffelschiefer, sehr mächtig, aber nicht genau bekannt;
e) gestreiftes Quarzitbänkchen, 0,30 m;
d) Rotheisensteinlager, 0,75 m;
c) Quarzit und dunkler Thonschiefer, 2,75 m;
b) Rotheisensteinlager, 1,30 m;
a) unterer Quarzit.

Die Profilskizze (nachstehend) zeigt die Folge der Schichten f, g, h, i, k, l, m, daneben y den Tagebau und z die Halde. Die punktirte Linie bezeichnet die jetzige Oberfläche im grossen Tagebau. Die oberhalb derselben dar-

Digitized by Google

gestellten Schichten liegen weiter nach Norden im Hintergrund; w ist eine kleine Verwerfung. Das von R. Beck gegebene Profil[1] ist insofern etwas schematisch, als darin das Eisenerz sowohl im Hangenden als im Liegenden an Thonschiefer angrenzt.

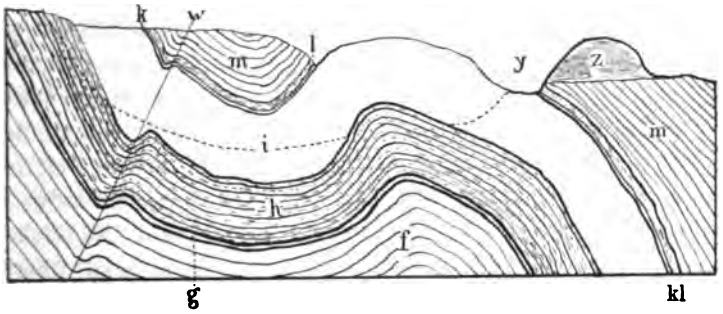


Fig. 1.

Was die Gesteine betrifft, von denen die Thuringit- und Chamositlagerstätten in Schmiedefeld zunächst begleitet werden, so sei darüber kurz Folgendes hervorgehoben: Der untere Quarzit (a) hat im Handstück eine grünlichblaue Farbe und erweist sich in ähnlicher Weise spaltbar wie der folgende Griffelschiefer (f). Dünnschliffe zeigen ein feines Aggregat von meist wasserhellen, wenig bestäubten Quarzkörnern. An weiteren Mineralien enthält der Quarzit Thuringit in Blättern, lamellirten Individuen und Flöckchen, Muscovitblättchen, ziemlich häufige schöne Zirkonkryställchen, kleine Nädelchen und dickere Prismen von Rutil, Turmaline, spärliche Magnetitkörner, stellenweise Flecken von Eisenoxydhydrat, Carbonat, bald etwas getrübt aussehend, bald in frischeren Partien mit rhomboëdrischer Spaltbarkeit; ganz selten sind dunkelbraune Partikelchen von sogen. basaltischer Hornblende. Thatsächlich enthält so dieser Quarzit alle Gemengtheile der hangenden Schichten mit Ausnahme des Chamosits. Soweit beobachtet, ist die Gegenwart des letzteren beschränkt auf die chamositischen Eisensteinlager i und g und er kommt weder in deren hangenden noch deren liegenden Schichten vor.

[1] Lehre von den Erzlagerstätten, 2. Aufl. 1903. p. 90.

Digitized by Google

Der Griffelschiefer (f) über dem unteren Quarzit ist dunkelblau. U. d. M. besitzt er Muscovitblättchen bald irregulär, bald parallel der Schieferung gelagert. Chloritisches Material in dünnen Lagen und kleinen runden, nicht-oolithischen Partien ist mitunter reichlich durch den Schiefer vertheilt, auch als vereinzelte lamellirte Individuen, deren Lamellirung meist conform der Schieferung, oft aber auch in abweichender Richtung verläuft. Verwachsungen von Glimmer und Thuringit sind hier und da ersichtlich, aber es liegt hier keine selbständige Zwischenzone von Glimmern zwischen dem Thuringit und dem eigentlichen Griffelschiefer, wie es bei dem Gebersreuther Schiefer der Fall ist. Der Griffelschiefer ist durchgängig reicher an Thuringit als der Quarzit. Nädelchen, Bündel, auch knieförmige Zwillinge von Rutil sind überall durchgestreut, hin und wieder Magnetitkörnchen und gelbe Eisenoxydhydratflecken.

Der quarzitische Schiefer oder Quarzit (h) direct unter dem Haupt-Chamosit (i) sieht äusserlich dem Chamosit selbst ziemlich ähnlich. Er führt in grosser Zahl weisse Glimmerblättchen, theilweise schon makroskopisch zu erkennen. Die meist wasserhellen Quarzkörner schliessen bisweilen feine Rutilnädelchen ein. Wie im Griffelschiefer, so tritt auch hier chloritisches Material in rundlichen lamellirten Partien auf, oft innig mit Muscovit verwachsen. Im Ganzen ist hier mehr davon zugegen, als in dem unteren Quarzit (a). Getrübtes Carbonat stellt sich recht reichlich ein, Magnetit und Zirkon erscheinen wie im unteren Quarzit, ebenfalls so der spärliche Turmalin und die sogen. basaltische Hornblende.

Der Thuringit (k) bildet, wie aus dem Profil hervorgeht, ein Lager oberhalb des Haupt-Chamosits (i). Der gelbliche Thonschiefer (m), welcher ihn selbst überlagert, ist ein verwitterter, ursprünglich bläulich gewesener Griffelschiefer.

Bei Gebersreuth ist das Liegende des Thuringitlagers ein dunkelblauer Thonschiefer, welcher ca. 300 m südwestlich von der Grube als Dachschiefer gewonnen wird, in den er allmählich übergeht. Dünnschliffe zeigen viele kreuz und quer gelagerte Muscovitblättchen, Rutil massenhaft in vereinzelten Nädelchen, die viel kräftiger sind, als in dem Schmiedefelder Griffelschiefer, gleichfalls in Büscheln und Klümpchen, seltener

Digitized by Google

Turmalin, bisweilen Magnetit; auch findet sich Thuringit in Blättchen und rundlichen lamellirten Partien; er ist oft mit dem Muscovit verwachsen und es zeigt sich eine Zwischenzone des letzteren, wo der Thuringit an die eigentliche Thonschiefermasse angrenzt.

Der hangende Thonschiefer ist gelblich und anscheinend ein verwitterter blauer, im auffallenden Gegensatz zu dem liegenden arm an Rutil, aber mit grossen Magnetiten. Die Lagerungsverhältnisse zu Gebersreuth sind schwierig zu erkennen; der Abbau durch Stollen, Schächte und Strecken erfolgt unterirdisch, bei den Besuchen war aber die Grube wegen Wasseraufgangs ausser Betrieb und unbefahrbar. Das Thuringitlager ist ziemlich regelmässig 14 m mächtig; Bohrversuche hatten nachgewiesen, dass es sich im Einfallen etwas verschmälert. Der bisherige Abbau geht bis zu 30 m Tiefe. Der frühere Tagebau links von der Strasse, die von Gebersreuth zur Grube führt, zeigt die hangenden und liegenden Thonschiefer durchsetzt von Quarzgängen, die in das Thuringitlager hineinziehen.

Am Leuchtholz bei der Lamitzmühle nordwestlich von Hof liegt, wie erwähnt, der untere fossilführende Thuringit-Horizont zwischen dem Phycodenquarzit und dem unteren Dachschiefer. Er ist ungewöhnlich reich an Quarz; die Dünnschliffe zeigen den Thuringit mit frischgrüner Farbe und sehr dem von Gebersreuth ähnlich. Die obere Thuringitzone lagert höher aufwärts in dem mittleren Untersilur an der Basis der oberen Quarzitetage. In früheren Zeiten bestand auf dem unteren Lager ein jetzt längst aufgelassener Bergbau. Zwar ist alles mit Gestrüpp und Moos bewachsen, aber die Stelle, wo der Abbau stattfand, ist noch als eine langgezogene Pinge erkenntlich, die ziemlich von N. nach S. läuft und einerseits nach der Saale zu von Quarzit, auf der anderen Seite von dunklem Thonschiefer begrenzt wird. In der Nähe findet sich Magnetitquarzit in Verbindung mit Thuringit; er lagert oberhalb des letzteren, aber Bänder und Lagen des Thuringits ziehen durch ihn hindurch. Dieser Magnetitquarzit zeigt u. d. M. wasserhelle abgerundete Quarzkörner, welche grosse, scharfbegrenzte Magnetite, durchschnittlich 0,6—0,7 mm dick, aber anwachsend auch bis über 1 mm in sich enthalten. Immer ist es hier der Quarz, welcher den Magnetit um-

Digitized by Google

schliesst und letzterer erscheint sozusagen gar nicht inmitten des Thuringits (im Gegensatz dazu ist bei Gebersreuth in einem dort ebenfalls vorkommenden Gemenge von Thuringit, Quarz und Magnetit der letztere lediglich in dem Thuringit eingewachsen, nicht in dem Quarz). Einige der Quarzkörner vom Leuchtholz führen Flüssigkeitseinschlüsse mit Libellen. Die dünnen Striemen und Bänder von Thuringit, welche zwischen den Quarzkörnern verlaufen oder sie umgeben, sehen äusserlich etwas verwittert aus, sind aber u. d. M. ähnlich dem Thuringit von Gebersreuth.

Während die Vorkommnisse des Thuringits in Mitteldeutschland sämmtlich geologisch an das Untersilur gebunden sind, scheint das für andere nicht der Fall zu sein, oder es ist wenigstens ihr geologischer Charakter nicht hinlänglich bekannt. So findet sich der kärntische Thuringit vom Zirmsee in einem „chloritgneissartigen Gestein", der russische in einem Gangquarz.

III. Mineralogisch-petrographische Beschaffenheit beider Substanzen.

Die Glieder der Chloritgruppe besitzen sämmtlich vollkommene basische Spaltbarkeit und liefern biegsame Blättchen; nach der Art ihres Auftretens, ihren physikalischen und chemischen Eigenschaften stehen sie zwischen den Glimmern und dem Talk. Die Leptochlorite oder Chlorite ausser der Hauptreihe begreifen solche Substanzen, welche sich nicht in das für die Orthochlorite von Tschermak erkannte Mischungsgesetz $Sp^x At^y$ einfügen lassen, auch meist dicht, feinschuppig oder feinkörnig erscheinen; zu ihnen gehört u. A. der Thuringit.

Der Thuringitschiefer von Schmiedefeld ist im Handstück olivengrün bis fast schwärzlichgrün, sehr feinschuppig oder etwas schuppigkörnig, in einer Richtung deutlich spaltbar. In Dünnschliffen parallel der Schieferung erscheint ein Aggregat zarter, dünner Blättchen in vollkommen krystallinem Gefüge. Wegen der sehr innigen Verschränkung sind hier krystallographische Umrisse der einzelnen nur selten zu beobachten, aber in Präparaten senkrecht zur Schieferung tritt die Zusammensetzung der Blättchen aus einzelnen zarten

Digitized by Google

Lamellen, entsprechend der Spaltbarkeit, deutlich hervor, wozu sich mitunter auch begrenzende Krystallflächen gesellen.

Horizontal liegende Blättchen werden bei gekreuzten Nicols fast immer dunkel und bleiben so beim Drehen, indem sie nicht etwa eine durch unvollkommene Kompensirung hervorgebrachte nur theilweise Auslöschung besitzen; nur ganz selten gewahrt man eine schwache Aufhellung der Dunkelheit; sie zeigen keinen wahrnehmbaren Pleochroismus. Bei den lamellirten Verticalschnitten ist er aber kräftig, einerseits — wenn die Lamellenrichtung mit dem Nicolhauptschnitt parallel geht — dunkelgrün bis gelb und olivengrün, andererseits — wenn beide gekreuzt sind — blassgelb bis fast farblos. Die parallel der Spaltbarkeit schwingenden Strahlen mit stärkerer Absorption scheinen auch hier b und c, die nur wenig absorbirten, beiläufig senkrecht zur Basis schwingenden a zu entsprechen; b und c würden also fast gleichmässig absorbirt.

Der Thuringit erweist sich optisch als scheinbar einaxig bis deutlich zweiaxig, aber in letzterem Falle immer nur mit sehr kleinem Axenwinkel. Verschiedene basische Schnitte des Thuringits von Gebersreuth ergaben im convergenten polarisirten Licht sogar ein recht deutliches zweiaxiges Bild mit wohl zu unterscheidenden Hyperbeln; eine Bestimmung, ob der Charakter positiv oder negativ ist, lässt sich bei der Kleinheit der Objecte nicht ausführen. Übrigens scheint der Axenwinkel bei verschiedenen Vorkommnissen zu schwanken. Die Axenebene ist wahrscheinlich parallel $\infty P\infty$, doch ist dies wegen der undeutlichen Begrenzung der Blättchen nicht zu entscheiden. Die Doppelbrechung ist jedenfalls sehr schwach, $\gamma - \alpha$ dürfte 0,005 kaum übersteigen.

Zwischen gekreuzten Nicols zeigen die einigermaassen schief liegenden Blättchen in der 45°-Stellung recht charakteristische lavendelblaue oder fast berlinerblaue Polarisationsfarben, was wahrscheinlich auch hier auf einer bestimmten Mischung positiver und negativer Molecüle beruht, ähnlich wie bei Pennin, Melilith, Zoisit, Eudialyt.

Ob eine optische Elasticitätsaxe auf der Basis genau senkrecht steht oder nicht, ist in den meisten Fällen wegen der Unzulänglichkeit des miteinander verschränkten feinen Materials nicht festzustellen. An geeigneten, schärfer con-

Digitized by Google

tourirten Verticalschnitten mit sehr kräftiger Lamellirung konnte mehrfach eine schiefe Auslöschung nicht beobachtet werden. An anderen dieser Art aber schien eine solche doch sicher vorhanden zu sein und ca. 1° oder etwas darüber zu betragen; auch die Anwendung des Gypsblättchens liess auf ganz kleine Abweichungen schliessen. Doch kann etwas ganz Bestimmtes hierüber nicht ausgesagt werden, weil es überhaupt sehr schwierig ist, hier das Maximum der Dunkelheit genau einzustellen; darauf mag es beruhen, dass sogar anscheinende Abweichungen bis 5° von der Senkrechten auf der Basis gemessen wurden.

In dem grünen Thuringit-Aggregat bemerkt man nicht selten helle, weissliche Stellen, welche nur als farbloser Thuringit gelten können; die eine zarte Lamellirung zeigenden Partien geben dieselben bläulichen Polarisationsfarben und mit dem Gypsblättchen ganz übereinstimmende Farben wie die benachbarte grüne Substanz; die lamellirten liefern im convergenten Licht auch wohl ein deutlich zweiaxiges Interferenzbild. Bisweilen enthält dieser individualisierte, aber nicht krystallographisch contourirte farblose Thuringit, welcher eine Verwechselung etwa mit Muscovit nicht zulässt, feine Blättchen des grünen eingelagert, auch wohl mikroskopische Flüssigkeitseinschlüsse mit Bläschen in der Form negativer Krystalle.

Doch ist dies nicht die einzige Erscheinungsweise des farblosen Thuringits. Es giebt in den vorwiegend grünen Präparaten andere, etwas verschwommene und unregelmässig contourirte hellweissliche Flecken mit rauher Oberfläche und keiner Spaltbarkeit. Die Substanz zeigt keinerlei Wirkung auf das polarisirte Licht, ist und bleibt beim Drehen zwischen gekreuzten Nicols völlig dunkel und verändert auch nicht die Farbe des Gypsblättchens; niemals liefert sie eine Interferenzfigur. Eingestreut sind auch hier grünliche Thuringitblättchen, sowie bisweilen zarte Glimmerflitterchen, von denen die kräftigeren bei gekreuzten Nicols auf dem schwarzen Untergrund buntfarbig grell polarisirend hervorblitzen. Am wahrscheinlichsten ist, dass es sich bei dieser Substanz um ein fast submikroskopisch feines Aggregat kreuz und quer gelagerter, farbloser Thuringitpartikelchen handelt, welche sich gegen-

Digitized by Google

seitig in ihrer optischen Wirkung aufheben. Eine Analogie würde bestehen mit jenen anscheinend isotropen Stellen, die in so manchen Thonschiefern vorliegen. Unterstützt wird diese Auffassung dadurch, dass die in Rede stehenden Stellen allmähliche Übergänge zeigen in den eben erwähnten besser individualisirten, farblosen Thuringit, wo dann auch die Dunkelheit zwischen gekreuzten Nicols allmählich in die Polarisationsfarben des letzteren verschwimmt. In einem Präparat enthielten diese wirr zusammengesetzten, fast ganz magnetitfreien, hellen Thuringitaggregate kleine, feinkörnige oolithische Linsen und unregelmässig begrenzte Partien von grünem, etwas magnetithaltendem Thuringit (Taf. IV Fig. 41) (steht die Längsaxe dieser Linsen parallel zum Nicol, so erscheinen sie dunkelgrün, sind beide gekreuzt, dann gelblich). Der umliegende Thuringitschiefer erwies sich aber an der Grenze gegen die farblosen Flecken als aussergewöhnlich reich an Magnetit, gerade so, als ob diese den Eisengehalt nicht für sich verbraucht und in das umgebende Aggregat zurückgestossen hätten. — Ein solcher farbloser Thuringit bildet übrigens oft auch Zwischenschichten in grösseren Oolithen.

Die bisherige Kenntniss von der krystallographischen Ausbildung des Thuringits ist sehr beschränkt. Krystalle, zu Messungen gross genug, kommen kaum vor, aufgewachsene Individuen giebt es, soweit bekannt, nicht, und in dem feinschuppigen oder feinblätterigen Aggregat, welches die Schiefer von Schmiedefeld, Gebersreuth und anderen Orten bildet, ist meines Wissens kein einziger wohlbegrenzter Krystall jemals beobachtet worden. Wo aber im Gegensatz dazu der Thuringit, mehr isolirt, im Quarz eingeschlossen ist, da zeigt er u. d. M. oft deutliche Krystallform (Taf. IV Fig. 42). Dieser Contrast in der Ausbildung tritt besonders wahrnehmbar selbst in einem und demselben Präparat hervor, wenn dessen Thuringitschiefer von Quarz durchwachsen ist. Messungen von Kantenwinkeln sind auch hier ausgeschlossen, doch weist Alles widerspruchslos darauf hin, dass der Thuringit, wie der Glimmer, der Pennin und Klinochlor, dem monoklinen System angehört, und darauf sei in Folgendem Bezug genommen.

Diese vorwiegend tafeligen Krystalle sind sehr klein, durchschnittlich 0,09—0,1 mm breit, ca. 0,008 mm dick

Digitized by Google

(Taf. III Fig. 1). Der Umriss der sechsseitigen Täfelchen oder der basischen Schnitte entfernt sich jedenfalls nicht weit von einem Hexagon (Taf. III Fig. 2—6): viele Messungen ergaben Winkel, deren Abweichung von 120° innerhalb der Fehlergrenzen lag. Doch kommen, unter Ausfall einer Seite, sehr selten auch fünfseitige Blättchen vor (Taf. III Fig. 5), wobei dann einer der Winkel nur 60° misst. Senkrechte Schnitte zeigen zunächst die basische Spaltbarkeit und oft eine Übereinanderlagerung vieler Täfelchen zu gekrümmten, säulenförmigen, genau an Helminth erinnernden (Taf. III Fig. 7—17) Gestalten mit eingekerbten Längsseiten, Bildungen, denen wahrscheinlich eine Verzwillingung nach dem Penningesetz zu Grunde liegt; solche Säulchen umwachsen wohl ein inneres Thuringitkorn (Taf. III Fig. 16, 17).

Was nun die seitliche Begrenzung der Täfelchen anbelangt, so zeigen manche Verticalschnitte rechtwinklige Contouren, wobei die beiden kürzeren Seiten des Rechtecks (Taf. III Fig. 18), welche auf 0P {001} = c senkrecht stehen, entweder ∞P {110} = o oder ∞P∞ {010} = b (Taf. III Fig. 23), oder dem fast verticalen P {$\bar{1}$11} entsprechen; stehen die Kryställchen etwas schief, so ist der Umriss eines platten, anscheinend sechsseitigen Säulchens ganz deutlich.

In anderen Fällen aber ist die seitliche Begrenzung abweichend und es zeigen sich neben schmalen verticalen Seitenlinien, oder auch ohne dieselben, Randlinien, welche auf das Auftreten von Pyramiden und Domen schliessen lassen. Soweit die Winkelmessungen einen Vergleich mit den Formen des Klinochlors gestatten, scheint es sich um die Gegenwart von $\frac{1}{2}$P {$\bar{1}$12} = μ und $-\frac{1}{2}$P{112} = m (Taf. III Fig. 19), von $\frac{2}{3}$P {225} = n (Taf. III Fig. 20, 21) und $\frac{1}{3}$P∞ {043} = t zu handeln, wozu dann noch schmal ∞P∞ = b, P oder ∞P = o (Taf. III Fig. 22) tritt. Das Auftreten der Hemipyramiden in diesen Verticalschnitten bedingt eine verschobene sechsseitige oder achtseitige Figur, bei welcher aber die Projection der Basis in der Regel am ausgedehntesten ist. Am häufigsten dürfte bei dieser Ausbildung die Combination von OP mit $-\frac{1}{2}$P und ∞P sein (Taf. III Fig. 18, 19); von letzteren überwiegt bald die eine, bald die andere Form.

Fig. 23 (Taf. III) würde eine dem Klinochlor entsprechende

Digitized by Google

ideale Construction eines Krystalls darstellen mit allen genannten Formen.

Sowohl in den basischen Blättchen (Taf. III Fig. 24), als auch in den lamellirten Verticalschnitten (Taf. III Fig. 25) oder den zu Prismen übereinander gruppirten Täfelchen sieht man gar nicht selten sehr deutliche, mit einer Libelle versehene Flüssigkeitseinschlüsse eingelagert, welche die Form entsprechender negativer Krystalle besitzen, ja auf jene eben erwähnten mehrflächigen Combinationen schliessen lassen. Das Bläschen zeigt manchmal eine schwache freiwillige Ortsveränderung, kann aber innerhalb der Beobachtungsgrenzen nicht zum Verschwinden gebracht werden, und die Flüssigkeit ist deshalb wohl vorwiegend wässeriger Natur, nicht liquide Kohlensäure.

Wie es scheint, ist zur regelrechten Auskrystallisirung des Thuringits erforderlich, dass die Substanz in nur spärlicher Menge gegenwärtig ist, denn wo reichliche Anhäufungen von Blättchen auch selbst im Quarz auftreten, pflegen deutlich krystallographisch begrenzte Individuen nicht vorzukommen (Taf. IV. Fig. 42). Alles dürfte darauf hinweisen, dass die besten Formen sehr langsam zu Stande gekommen sind. Sie finden sich, auch in relativ grösseren Dimensionen, namentlich wo der Quarz in ausgedehnteren Partien individualisirt, ganz wasserhell und sehr arm an Flüssigkeitseinschlüssen ist. In diesen grösseren Quarzkörnern des Thuringitschiefers sitzen sie dann hauptsächlich an den Grenzen der Körner, weniger in deren Innerem. Wo aber zwischen gekreuzten Nicols der Quarz selbst als ein Aggregat kleinerer Körnchen erscheint, deren Verbindung fast an Pflasterstructur erinnert, da ist auch der von vielen Flüssigkeitseinschlüssen begleitete Thuringit schlecht auskrystallisirt, bildet er nur ganz kleine irreguläre oder rundlich scheibenförmige Schüppchen. Eine ähnliche unvollkommene Formentwickelung zeigt sich auch da, wo der Quarz Hohlräume ausfüllt und die reichliche Gegenwart von wässerigen Interpositionen auf eine rasche Ausscheidung hinweist.

Neben den gewöhnlichen feinschuppigen Aggregaten bildet der Thuringit auch innerhalb derselben liegende Oolithe, welche aber im Vergleich mit dem chamositischen Eisenerz

Digitized by Google

recht selten sind und nie eine Carbonatschale enthalten. Dieselben zeigen in den Schnitten senkrecht zur Schieferung des Gesteins übereinstimmend in die Länge gezogene Ellipsen, mit der kurzen Axe senkrecht zur Schieferung; in den Präparaten parallel der Schieferung ebenfalls elliptische Umrisse. Sie stellen also wohl weder Kugeln noch Rotationsellipsoide, sondern vielmehr dreiaxige Ellipsoide dar, welche gleichsinnig mit der Schieferung abgeplattet sind. Wegen der sehr verschiedenen Schnittlagen, in denen sie sich darbieten, sind die Dimensionen schwer exact festzustellen; die grössten beobachteten Durchmesser betrugen 2,6 einer- und dann 1,3 mm andererseits; meist dürften die Ellipsendurchschnitte circa 1,5 mm lang, 1 mm breit sein.

Die im Ganzen seltenen Oolithe bestehen im Schnitt aus concentrischen Ringen von grünem Thuringit mit Zwischenlagen von gelblicher bis fast farbloser schuppiger Substanz, welche, mit denselben Farben wie die ersteren polarisirend, ebenfalls dem Thuringit zuzusprechen ist. Mitunter zeigt sich auch das umgekehrte Verhältniss: dünne grüne Ringe zwischen vorwaltenden und dickeren fast farblosen. Staubförmiger Magnetit ist in der Regel nicht in grosser Menge irregulär hindurchgestreut, liegt aber öfters zwischen den einzelnen schaligen Lagen etwas mehr angereichert. — Ein Präparat wies eine etwas abweichende Structur der Oolithe auf: im Inneren ein regellos schuppiges Aggregat der hellen Varietät, erfüllt mit winzigen grünen Blättchen und grünem Staub; umwachsen war dieser Kern von homogenem und reinem farblosen Thuringit mit deutlich radialstrahliger Stellung seiner Individuen. Über eine noch andere Beschaffenheit der Oolithe siehe unten (Gebersreuth).

Durch die oolithreichen Präparate senkrecht zur Schieferebene zieht sich parallel der letzteren eine grosse Menge dunkler Zeilen von scharf begrenzten Körnchen und Oktaëderchen des Magnetits. In den Dünnschliffen parallel zur Schieferung erscheinen diese Erzpartikelchen haufenweise eingestreut.

Der Thuringitschiefer von Gebersreuth ist nur zum kleinen Theil oolithisch, eine grosse Menge von Dünnschliffen zeigte gar nichts davon, in anderen war diese Structur völlig ent-

Digitized by Google

wickelt und zwar in einer etwas abweichenden Weise. Hier erschienen einmal Oolithe, bestehend nur aus grünem, sehr dichtem Thuringit, welcher beinahe dem Chamosit ähnliche Polarisationsfarben ergab, ohne die farblosen Zwischenschalen. Weiterhin treten aber auch hier Biotitblättchen, durch Farbe und Pleochroismus gut kenntlich, in die Oolithe ein. Letztere bestehen dann innen aus Thuringit, aussen aus Biotit, und auch das Umgekehrte kommt, unmittelbar daneben, vor. Noch andere werden aus Schalen gebildet, in denen beide Mineralien dicht und innig gemengt sind, überall aber sind diese so frisch und deutlich abgegrenzt, dass an eine Umwandlung etwa des Biotits in Thuringit oder auch des Thuringits in Biotit nicht zu denken ist. Dicke Magnetitkörner enthalten hier bisweilen scharf contourirte Blättchen der zwei Mineralien ganz in sich eingeschlossen. Begleitet werden diese Magnetite von solchen, welche mit unregelmässigen Höhlungen erfüllt sind, ja geradezu porös sich erweisen. Mitunter zeigt es sich, dass sich auf den Magnetit zunächst Biotitblättchen abgelagert haben, an welche sich dann weiterhin das Thuringit-Aggregat anschliesst.

Loretz hebt hervor, dass eine oolithartige Structur des Thuringits oft durch die Verwitterung bei einem im frischen Zustande dicht erscheinenden Material hervortrete und ihm folgt Lepsius[1] mit den Worten: „bei angehender Verwitterung tritt zunächst eine oolithische Structur hervor." Dieser Auffassung kann ich mich nicht anschliessen. Nach meinen Untersuchungen hat die oolithische Ausbildung mit der Verwitterung nichts zu thun, sondern sie beruht auf ursprünglicher Anlage. Wie das Vorstehende ergiebt, sind die oolithischen Varietäten genau ebenso „frisch" wie die nicht-oolithischen, und wenn die letzteren verwittern, so entstehen eben ganz andere Producte als Oolithe. Das schliesst natürlich nicht aus, dass es auch verwitterte Oolithe giebt.

Bemerkt mag noch werden, dass in den Thuringitschiefern von Gebersreuth neben den soliden und den porösen schwarzen Magnetitkrystallen Löcher vorkommen, welche genau die Contouren der letzteren besitzen, so dass es den Anblick zu gewähren scheint, als ob hier Magnetitindividuen aus dem

[1] Geologie von Deutschland. 2. 1903. p. 219.

Digitized by Google

Schiefer auf natürlichem Wege herausgelöst worden seien. Durch die mechanische Einwirkung bei der Herstellung der Präparate ist dies jedenfalls nicht erfolgt.

Eigenthümlich sind die Erscheinungen der unmittelbaren Verwachsung von Thuringit mit Magnetit. Das übliche ist, dass die Blättchen des ersteren parallel auf den Oktaëderflächen des letzteren sich anlagern und somit auch ihre Lamellirung, durch Nähte getrennt, den Umrissen des Magnetits entspricht. Doch braucht nicht jede Contourlinie des Magnetits mit Thuringitblättchen bewachsen zu sein, manchmal beschränkt sich dies auf eine oder zwei gegenüberliegende derselben (Taf. III Fig. 26, 27), und auf die anderen stossen dann unregelmässig angeordnete Blättchen unter ganz verschiedenen Winkeln. Wo aber der schwarze Magnetit einen vierseitigen rhombischen Umriss zeigt und sehr regelmässig vier Lamellensysteme darauf abgelagert sind, da ergeben sich dieselben, wie leicht begreiflich, in der Weise angeordnet, dass zwei diagonal gegenüberliegende gleichzeitig auslöschen und einem einzigen Individuum anzugehören scheinen (Taf. III Fig. 28; Fig. 29 und 30 zeigt Anordnung um sechseckige Schnitte).

Magnetit und grüner Thuringit grenzen indessen nicht immer unmittelbar aneinander, sondern sind oft durch eine schmale helle Zone voneinander getrennt. Dieselbe sieht auf den ersten Blick im gewöhnlichen Licht wie eine Fuge oder wie ein Spältchen aus, aber bei Anwendung des Gypsblättchens erweist sie sich als eine solide Substanz. Es ist eine Zwischenschicht von fast farblosem Thuringit, welche aber dann ein eigenartiges Verhalten zeigt. Ihr schmaler Streifen, der eine längere geradgezogene Contourlinie des Magnetits bedeckt, ist nämlich in der Mitte senkrecht durch eine Naht getheilt, und die eine Hälfte erscheint blau, die andere grün; bei starker Vergrösserung sind auch bei Anwendung bloss des unteren Nicols schwache Gegensätze von Pleochroismus zu erkennen: die eine jener Hälften des Streifens ist ganz blassgrün, die andere farblos und zwar absorbirt die eine Hälfte im Maximum, wenn dies bei der anderen im Minimum der Fall ist und umgekehrt. Möglicherweise liegt dieser Verwachsung das sogen. Glimmergesetz zu Grunde (Taf. III Fig. 31).

Digitized by Google

Thuringit geht bei der Verwitterung in Eisenoxydhydrat über. Alle Übergänge werden gefunden von dem Stadium an, wo in den Thuringitlamellen winzige Pünktchen von schmutziggelbem Limonit sich angesiedelt haben, bis zu vollendeten Pseudomorphosen. Dabei verschwinden natürlich die blauen Polarisationsfarben. Der derbe grüne Thuringit von Schmiedefeld zeigt diese Umwandlung sehr deutlich und die Vertheilung grösserer brauner Bänder und Flecken weist darauf hin, dass die Verwitterung vorwiegend auf den Spaltflächen von Statten geht. Spältchen im Thuringitschiefer sind in seltenen Fällen mit einer Eisenverbindung erfüllt, welche wegen ihrer rothen Farbe im auffallenden Licht wohl eher dem Hämatit angehören dürfte. Ein Oolith von Gebersreuth ergab sich auch als das limonitische Verwitterungsproduct eines thuringitischen; grüne Reste des letzteren Minerals waren in den Schalen von röthlichbraunem und gelbem Eisenoxydhydrat deutlich zu erkennen.

Andererseits wird auch der Thuringit wohl durch Carbonate ersetzt, wie dies in einem Schiefer von Schmiedefeld vorkommt, der unmittelbar oberhalb des Chamosits lagert. Löcher und Spalten in dem sonst frischen Präparat zeigen eine Umsäumung durch das Carbonat, welches hier meist so feinkrystallinisch dicht ist, dass dasselbe die Structur, insbesondere sogar die Lamellirung des Thuringits noch erkennen lässt. Stellenweise sind aber auch irreguläre, etwas späthige Partien mit rhomboëdrischer Spaltbarkeit und solch bräunlicher Farbe zu erblicken, dass sie an Eisenspath erinnern. Diese Umwandlung des Thuringits pflegt auch von einer Entstehung gelben Limonits begleitet zu sein; gleichzeitig sind die Magnetitkörner nicht mehr ganz frisch geblieben.

Ein etwa wie ein Harnisch aussehender Thuringitschiefer, welcher bei Gebersreuth eine Verwerfungsspalte begrenzte, offenbarte sehr augenscheinlich die mechanische Bearbeitung; in einem Präparat nicht rechtwinkelig auf die Verwerfung waren nämlich sämmtliche Blättchen dergestalt parallel der Verwerfung verschoben, dass der ganze, aus unzähligen derselben zusammengesetzte Dünnschliff optisch gewissermaassen wie ein einziges Individuum reagirte, indem er bei Parallelismus mit dem unteren Nicol dunkelgrün und rechtwinkelig

Digitized by Google

darauf gelb erschien. Auch die Magnetite bildeten hier merkwürdigerweise nicht die üblichen Körner, sondern kurze längliche Stäbchen, alle nach einer Richtung gelagert.

In Betreff der Frage, ob, abgesehen von dem vorwiegend daraus bestehenden Schiefer, das Mineral Thuringit sich auch an den begleitenden Thon- und Dachschiefern betheiligt, muss erwähnt werden, dass viele der letzteren sich u. d. M. als völlig frei davon erweisen. In anderen aber werden vereinzelte kleine Blättchen und Läppchen desselben bemerkt, welche vielfach gegen die eigentliche Thonschiefersubstanz durch einen schmalen Rand von Muscovit abgegrenzt werden; in anderen Fällen liegen im Thonschiefer kleine Partien, welche ein Gemenge von Thuringit und Glimmer darstellen oder diese beiden Mineralien in abwechselnden Lagen aufweisen.

Der Dachschiefer von Gebersreuth enthielt Thuringit in einer nestartigen Weise, die an die Ausfüllung eines mandelähnlichen Hohlraums erinnert. Unter dieser Voraussetzung ist auf der Innenwand des letzteren zunächst eine Lage von Muscovit in sehr wechselnder Dicke abgesetzt, dann folgt nach innen zu, so scharf abgegrenzt, dass eine Umwandlung ausgeschlossen ist, ein Aggregat von grünem Thuringit (auch farblosem, anscheinend isotropem) nebst Quarzkörnern mit Flüssigkeitseinschlüssen und Kryställchen von Thuringit. Die schmale Spalte im Schiefer, welche zu diesem Nest hinführte, ist in der Nähe des letzteren mit Muscovit ausgefüllt, welcher Häufchen von Thuringit enthält, in weiterer Entfernung davon mit Quarz, in noch weiterer bloss mit Muscovit.

Ein wallnussgrosser Pyritknollen im Thuringitschiefer von Gebersreuth enthielt Thuringitblättchen (mit grossen Flüssigkeitseinschlüssen) ganz von seiner Masse umhüllt oder durch eine feine Magnetitzone von letzterer getrennt; der Pyrit umschliesst auch wasserhelle Quarzkörner mit inliegenden Kryställchen von Thuringit.

Das chamositische Eisenerz des Hauptlagers i bildet im Handstück eine dichte, dem Haupteindruck nach dunkelgraue Masse, deren oolithische Structur schon in den meisten Fällen dem blossen Auge deutlich hervortritt. Die

Digitized by Google

variirende Grösse der dunkeln Oolithe beträgt gewöhnlich bis zu 2 mm im Durchmesser; 0,8 × 1,15 mm dürften die durchschnittlichen Dimensionen sein. Die Bergwerksverwaltung bewahrt aber auch Handstücke, in denen die Oolithe die ganz ausnahmsweise Grösse von 1,5 cm besitzen. Die Oolithe werden durch eine Zwischenmasse verbunden, deren Farbe von weisslich zu röthlichbraun wechselt, mit öfters hervortretenden kleinen, glänzenden Spaltungsflächen; diese cementirende Masse besteht grösstentheils aus Eisenspath. Durch das Vorwalten der Oolithe darin gewinnen die Stücke eine sehr dunkle, bisweilen fast schwarze Farbe. Mitunter bilden die Oolithe $\frac{1}{2}$—1 cm dicke Lagen in einer Chamositmasse, welche kaum oolithisch struirt erscheint. Zu den genannten Substanzen gesellt sich vielfach ein wechselnder Magnetitgehalt; Quarzpartien, meist schnurartig oder irregulär contourirt, ziehen hindurch.

U. d. M. ist das chamositische Eisenerz, abgesehen von dem Magnetit, hauptsächlich zusammengesetzt aus zwei Mineralien, aus dem grünen chloritischen Chamosit und einem Carbonat, welche sowohl in den Oolithen als in der Zwischenmasse in allen möglichen Mengungsverhältnissen miteinander verbunden sind (vergl. verschiedene Figuren auf Taf. IV und V). Von den Unterscheidungsmerkmalen zwischen Chamosit und Thuringit wird später die Rede sein.

In der Regel liegen die Chamosit-Oolithe in dem Carbonat, aber bisweilen bildet auch ein recht feinblätteriges oder fast compactes Chamositaggregat die Zwischenmasse und dann erscheinen in letzterer unregelmässige Partien von Carbonat mit rhomboëdrischer Spaltbarkeit von oft gekrümmtem Verlauf. Im Centrum enthalten diese späthigen Carbonatkörner häufig und charakteristisch einen röthlichbraunen Ring von Limonit, oder es bildet ein solcher ihre äussere Umgrenzung. Dichtes Carbonat ohne Spaltbarkeit findet sich ebenfalls zwischen den Oolithen, aber dies erweist sich dann meist als frei von Limonit. Limonit umgrenzt auch häufig die Oolithe, tritt aber nur selten in ihr inneres Gefüge ein (Taf. IV Fig. 45). Einige Präparate zeigten lediglich nicht oolithischen Chamosit, innig gemengt mit Carbonatpartikelchen und stellenweise mit Magnetitkörnchen, gelegentlich auch solchen des Pyrits.

Digitized by Google

Die Oolithe des Chamosits liefern gewöhnlich rundliche, meist elliptische Durchschnitte (Taf. IV Fig. 44), indem sie eine mehr gewölbte oder mehr abgeplattete Linsenform besitzen. Die allermeisten sind concentrisch schalig und bestehen hauptsächlich aus reinem Chamosit oder aus abwechselnden Lagen von solchem und Carbonat. So kann ein Oolith ein carbonatisches Centrum und eine chamositische Peripherie besitzen und umgekehrt. Seltener ist der Fall, dass daneben lediglich aus Carbonatschalen aufgebaute Oolithe vorliegen. Alle möglichen Gegensätze in der Natur und der Vertheilung der beiden Substanzen können in einem und demselben Präparat erblickt werden. Staubfeiner Magnetit geht ebenfalls in die Oolithe ein, bald innerhalb der einzelnen Lagen mehr oder weniger concentrisch eingestreut, dann aber auch seltener selbständige rundliche Ringe zwischen den Chamositschalen bildend. Häufig werden aber auch wohlgeformte, scharfe Kryställchen des Erzes im Chamosit und Carbonat wahrgenommen. Nicht selten stellen Magnetitkörner die äussere Umgrenzung eines Ooliths dar, ohne sich an dessen innerem Aufbau zu betheiligen (Taf. V Fig. 46). Diese Magnetitrinde, welche auch rein carbonatische Oolithe umsäumt, ist wohl so dicht, dass in den Präparaten dadurch der darunterliegende Theil des Oolithes ganz verdeckt wird (Taf. V Fig. 46). Übrigens wechselt die Menge des Magnetits in hohem Grade; manche Präparate enthalten ihn massenhaft in zierlichen Oktaëderchen, andere zeigen kaum einige unregelmässige Körnchen.

Einige dieser Oolithe führen Muscovit in kleinen irregulären Blättchen; der Chamosit derselben ist alsdann in bemerkenswerthem Gegensatz viel dunkler als gewöhnlich, was dadurch bedingt zu sein scheint, dass der Muscovit kein Eisen für sich bedurft hat und dasselbe in der Umgebung angereichert wurde.

Wie aber auch der Aufbau beschaffen sei, niemals wurde auch nur eine Anlage zu radialfaseriger oder -strahliger Structur an den Oolithen wahrgenommen. Dagegen kommt es vor, dass Oolithe einen eigentlichen concentrischen Schalenbau vermissen lassen (Taf. IV Fig. 45), indem sie ein rundliches irreguläres Aggregat von blätterigen Chamositpartien und Carbonatkörnern darstellen; die äussere Umgrenzung dieser

Digitized by Google

Körper, das bisweilige Dasein eines deutlichen inneren Kerns, ihr übereinstimmendes Eingebettetsein in der Zwischenmasse fordert jedoch dazu auf, sie den eigentlichen Oolithen an die Seite zu stellen.

Einige Oolithschnitte von normalem, schaligem Bau, welche wohl gerade durch das Centrum getroffen waren, zeigten zwischen gekreuzten Nicols eine Tendenz zu radialer Auslöschung: zwei dunkle Balken, den beiden Durchmessern des elliptischen Schnitts entsprechend, fallen mit dem Fadenkreuz zusammen und verbleiben beim Drehen des Präparats in ihrer Position. Auf einer sehr grossen Schiefheit des Schnitts oder vielleicht auf einseitigem Druck beruht wohl die Erscheinung, dass die beiden Balken sich schiefwinkelig kreuzen und nur einer derselben mit einem Nicolhauptschnitt zusammenfällt; beim Drehen behält dieser seine Lage, aber der andere Balken bewegt sich fort, und zwar in umgekehrter Richtung als das Präparat gedreht wird. Noch abnormer ist der Fall, dass alle beide Balken sich beim Drehen bewegen, und zwar mit verschiedener Geschwindigkeit.

Etwas näher muss noch auf die Beschaffenheit des chamositischen Centrums der Oolithe eingegangen werden, welches immer recht frisch zu sein pflegt, selbst wenn die äusseren Theile etwas zersetzt sein sollten. Bisweilen wird dasselbe aus einem sehr innigen, fast dichten Aggregat wirr gelagerter, kleinster Schüppchen gebildet, welches als solches keine besonders rundlichen Umrisse zu besitzen braucht; einigemal wurde dasselbe von einem Eisenoxydhydratring umspannt gefunden. Anderswo besteht der Kern aus parallel übereinander geschichteten Blättchen, wobei deren Lamellirung bald der längsten Oolithaxe parallel geht, bald darauf senkrecht steht (Taf. III Fig. 32) und auch Oolithschnitte vorkommen, welche im Innern ein etwas irregulär contouriertes, horizontal liegendes Chamositblättchen erkennen lassen (Taf. III Fig. 33). In besonderen Fällen weist der Kern aber auch die Chamositindividuen in einer deutlich wahrnehmbaren Krystallform auf.

Die optischen Eigenschaften des Chamosits sind denen des Thuringits recht ähnlich. Die Lamellensysteme werden grünlich, wenn ihre Lamellirung parallel dem Nicol, gelblich wenn sie senkrecht dazu verläuft. Die schief getroffenen

Digitized by Google

geben zwischen gekreuzten Nicols in der 45°-Stellung lavendelblaue Polarisationsfarben. Horizontal liegende Blättchen (z. B. Taf. III Fig. 34) sind anscheinend unpleochroitisch und bleiben beim Drehen dunkel. Im convergenten, polarisirten Licht ergeben die meisten ein sehr deutliches, zweiaxiges Interferenzbild mit Hyperbeln, doch wird der variirende Axenwinkel auch wohl so klein, dass die Figur fast einaxig scheint. Auch in der Krystallentwickelung dürfte der Chamosit dem Thuringit sehr nahe stehen. Verticale Schnitte zeigen nämlich mitunter dieselben Contouren, wie sie für den letzteren erwähnt wurden. Solches wird einmal da beobachtet, wo als Ausnahmefall deutlich individualisirter Chamosit das Centrum eines Ooliths bildet; hier gewahrt man Umrisse, welche auf das Dasein von 0P, ∞P und $\frac{1}{2}$P schliessen lassen (Taf. III Fig. 35, 36, 37); Taf. III Fig. 36 besitzt die helminthartige Übereinanderlagerung mit eingekerbten Seiten, welche sich auch hier wiederholt, freilich wohl viel seltener. Andererseits wird auch krystallographisch ausgebildeter Chamosit, wenngleich sehr erheblich seltener als Thuringit, im Quarz eingeschlossen gefunden. Alle Beobachtungen weisen auf das monokline System hin.

Wenn oben von dem Dasein eines farblosen Thuringits die Rede war, so wiederholt sich diese Erscheinung auch bei dem Chamosit. Kryställchen von beinahe farblosem Chamosit werden wohl als Centrum von dunkleren Oolithen wahrgenommen. In ganz analoger Weise wie bei dem Thuringit zeigen sich auch hier farblose Partien, welche dem Chamosit zugerechnet werden müssen, keine Reaction auf polarisirtes Licht ausüben, und die früher gegebene Erklärung, dass es sich dann um ein submikroskopisches, wirres Aggregat handelt, dürfte auch hier zutreffen. Ganz lehrreich war in dieser Hinsicht die Erscheinung, dass in solcher anscheinend isotropen farblosen Chamositpartie ein Magnetitkryställchen lag (Taf. III Fig. 38), welches auf die zunächst angrenzenden, im gewöhnlichen Licht auch deutlich grün gefärbten Partikelchen eine richtende Kraft ausgeübt hatte. Um den schwarzen Magnetit zeigten sich die bläulichen Polarisationsfarben des Chamosit; in einiger Entfernung aber verblasste das Grün zur Farblosigkeit, die mit dem Parallelismus verbundene Doppelbrechung verschwand

Digitized by Google

allmählich und machte mit dem Zunehmen der irregulären Aggregirung der Erscheinung der einfachen Brechung Platz.

Verwitterungserscheinungen: Chamosit bildet bei der Zersetzung ebenfalls Brauneisen, wie es sehr häufig längs Spältchen erscheint. In einem Präparat, in welchem zwei dünne parallele Reihen von Eisenkies verliefen, war der dazwischen liegende Chamosit sehr stark gebräunt und ganze Oolithe zeigten sich theilweise oder völlig zu gelbem Limonit zersetzt.

Es muss als fraglich gelten, ob sich der Chamosit auch in Carbonat umwandeln kann. Als einen Hinweis darauf könnte man die allerdings seltene Erscheinung betrachten, dass in Oolithen feine Quarzkörnchen einen selbständigen Ring zwischen einem Chamositkern und einer Carbonathülle bilden oder anderswo das an Oolithen sich betheiligende Carbonat mit Quarzkörnchen vermengt ist; denn wenn die gedachte Umwandlung stattgefunden hätte, so wäre eine Abscheidung von Kieselsäure aus dem sich zu Carbonat zersetzenden Silicat leicht verständlich. Aber man findet doch auch recht oft einen Carbonatring zwischen zwei frischen Chamositschalen eingeschlossen, was durchaus gegen die secundäre Natur des ersteren sprechen dürfte. Jedenfalls ist die Annahme ganz ausgeschlossen, dass auch die carbonatische Zwischenmasse früher etwa ein Chamositaggregat dargestellt habe; und deshalb sind auch wohl die Carbonatschalen in den Oolithen gleichzeitig mit den Chamositschalen derselben entstanden.

Nach den bisherigen Beobachtungen findet sich im normalen Thuringitschiefer kein Chamosit, und im normalen chamositischen Eisenerz kein Thuringit. Aber in der Grenzzone kommen beide Mineralien nebeneinander vor, und hier zeigt sich zwischen denselben ein deutlicher Gegensatz mit Bezug auf das Verhalten gegenüber dem Quarz. Unähnlich dem Thuringit scheint der Chamosit eine innige Verwachsung mit Quarz nicht zu lieben. Wo alle drei Mineralien in demselben Dünnschliff enthalten sind, war der Thuringit fast immer reichlich durch den Quarz hindurchgestreut und zwar mit deutlich entwickelten Formen, der Chamosit nur höchst spärlich und irregulär begrenzt. Dieser Contrast trat namentlich

Digitized by Google

da hervor, wo auf der einen Seite ein thuringitisches, auf der anderen ein chamositisches Aggregat an dieselbe Quarzpartie angrenzten.

Begleitende Mineralien werden hauptsächlich auf Klüften und Spalten des chamositischen Eisenerzes von Schmiedefeld gefunden. Herr Director Bottenberg hat in dem Bureau der Grubenverwaltung davon eine Sammlung angelegt; es sind namentlich Sulfide: Zinkblende, Bleiglanz, Kupferkies, Kupferfahlerz, Eisenkies, auch dunkler manganhaltiger Eisenspath, Baryt, Talk, Kaolin.

Das liegende, minder mächtige Chamositlager g ist durch die Grösse seiner Oolithe ausgezeichnet. Die dazwischen liegende nicht oolithische Chamositmasse enthält zahlreiche, oft scharf rhomboëdrisch gestaltete, helle Carbonattheilchen mit impellucider Limonitsubstanz im Centrum, während hier an den Oolithen sich entweder überhaupt kein Carbonat betheiligt, oder Partikel desselben, welche den Limonitkern entbehren.

Der begleitende Griffelschiefer f, oben gelb verwittert, unten dunkelbläulich und frisch, hält sich in dem Rahmen eines gewöhnlichen Thonschiefers; er führt elliptische Eisenkiesknollen, ca. 10 cm lang, 4 cm breit, umgeben von einer Quarzschale.

Wenn im Vorstehenden manche Ähnlichkeiten zwischen Thuringit und Chamosit zu Tage getreten sind, so ist es nun am Platze, die Unterschiede der beiden Mineralien, welche ihre Trennung ermöglichen, hervorzuheben.

Im gewöhnlichen Licht ist der Thuringit in den Präparaten etwas intensiver grün als der Chamosit und der letztere hat wohl immer eine geringe Zumischung von Bläulich zu seinem Grün. Das Grün der Thuringitblättchen von Schmiedefeld zeigt i. g. L. keine Spur von einem solchen Stich ins Bläuliche (die von Gebersreuth besitzen allerdings eine äusserst schwache Neigung ins Bläuliche). Was die Polarisationsfarben betrifft, so ist das Blau des Chamosits bei gleicher Dicke entschieden lebhafter und kräftiger als das des Thuringits.

Die Chamositoolithe, welche man nach dem Zerkleinern durch Absieben von der Zwischenmasse trennen kann, haben eine graulichschwarze Farbe; werden diese in einem Achat-

Digitized by Google

mörser fein gepulvert, so nimmt das feine Pulver eine graulichweisse Farbe an; dass dies nicht etwa von beigemengtem Carbonat herrührt, ergiebt sich daraus, dass auch ganz reines, carbonatfreies Chamositmaterial, wie es für die chemische Analyse verwandt wurde, im feinsten Zustande dieses Grau zeigt. Der ebenso fein gepulverte Thuringit verbleibt dagegen immer grün.

Das, was als Thuringit-Individuum aufgefasst werden muss, ist als solches homogen, mit der horizontalen Lamellirung versehen, welche geradgezogen durch das ganze Blättchen hindurchgeht (Taf. III Fig. 39). Die formell entsprechenden Gebilde beim Chamosit, die im Vorstehenden auch als Blättchen bezeichnet wurden, erscheinen aber bei sehr starker Vergrösserung schon als ein deutliches Aggregat allerfeinster Schüppchen. Letztere liegen zwar in derselben Richtung parallel, aber ihre Vereinigung erzeugt doch in den Verticalschnitten ein ganz abweichendes Bild, indem durch das Ansetzen und Aufhören der Schüppchen eine Art von zarter wellenförmiger Kräuselung hervorgebracht wird (Taf. III Fig. 40), welche dem Thuringit abgeht. Die eigentlichen Dimensionen dieser äusserst minutiösen Schüppchen selbst lassen sich auch wegen ihrer undeutlichen Abgrenzung nicht füglich bestimmen. Eine höchst spärliche Ausnahme findet nur da statt, wo der Chamosit im Centrum von Oolithen wirkliche mikroskopische tafelige Kryställchen bildet.

Ein anderer Gegensatz ist die bedeutend grössere Härte des Chamosits. Von Apatit (5) wird er nicht, von Adular (6) nur mit Schwierigkeit geritzt. Die Härte liegt näher an 6 als an 5. Diese Härteprüfung wurde nicht an den Oolithen vorgenommen, sondern an kleinen, dichten Partien, welche thatsächlich allein aus Chamosit, ohne Beimengung von Zwischenmasse oder von Carbonat oder Quarz, bestanden. Diese relativ grosse Härte erinnert an diejenige der sogen. Sprödglimmer, des Chloritoids und Ottreliths, Clintonits und Brandisits.

Für den Chamosit ist weiterhin die vorherrschende Neigung zur Oolithbildung in hohem Grade charakteristisch. Letztere ist zwar für den Thuringit nicht ausgeschlossen, kommt aber doch nur relativ ganz selten zur Geltung. —

Digitized by Google

Sodann ist das fortwährende Begleitetsein des Chamosits von Carbonat für diesen ebenso bezeichnend, wie für den Thuringit das gerade Gegentheil. Ein wesentlicher Unterschied besteht überdies in der chemischen Zusammensetzung, von welcher nunmehr die Rede sein muss.

IV. Chemische Zusammensetzung und gegenseitiges Verhältniss von Thuringit und Chamosit.

Die chemische Analyse des Thuringits und Chamosits nahm folgenden Gang: Nachdem das fein gepulverte Mineral bei 100° getrocknet war, erfolgte das Aufschliessen durch Schmelzen mit Kaliumnatriumcarbonat. Nach Lösung in wässeriger Salzsäure wurde durch zweimaliges Erhitzen auf dem Wasserbad zur Trockniss die Kieselsäure unlöslich gemacht, wobei jedesmal das Pulver in staubtrockenen Zustand gebracht wurde. Aus der Chloridlösung wurden Eisen und Aluminium durch Ammoniak als Hydroxyde gefällt und als Oxyde gewogen. Im Filtrat wurde Magnesium durch Natriumphosphat als Magnesiumammoniumphosphat gefällt und als Magnesiumpyrophosphat gewogen. Eisenoxyd und Eisenoxydul mussten beide bestimmt werden; da letzteres bei den meisten Methoden des Aufschliessens sich unvermeidlich etwas oxydirt, so erhielt ich die besten Resultate durch Aufschluss im Bombenrohr bei Kohlensäure-Atmosphäre. Die Substanzen wurden in demselben mit Schwefelsäure ($\frac{1}{2}$ conc. $H_2SO_4 + \frac{1}{2}H_2O$) zusammengebracht, und nachdem das Rohr capillar ausgezogen war, wurde durch ein noch engeres Röhrchen Kohlensäure über eine Stunde lang hineingeleitet. Das Bombenrohr wurde geschlossen, während Kohlensäure noch einströmte. Nach Erhitzung im Schiessofen bei 250° für ungefähr 6 Stunden, bis völlige Lösung erfolgte, geschah die Bestimmung des Eisenoxyduls durch Titrirung mit Kaliumpermanganat. In derselben Lösung wurde darauf alles durch Zink reducirt und das ganze Eisen ebenfalls durch Kaliumpermanganat bestimmt. Die Differenz zwischen dem ganzen Eisengehalt und dem Oxydul wurde als Eisenoxyd berechnet. Für das Eisenoxydul wurde eine grosse Zahl von Bestimmungen ausgeführt, bevor sich übereinstimmende Resultate erzielen liessen, da die grösste

Digitized by Google

Sorgfalt nothwendig war, um eine völlige Kohlensäure-Atmosphäre zu erhalten und Oxydation zu verhindern.

Aluminium ergab sich aus der Differenz zwischen der Menge von ($Al_2O_3 + Fe_2O_3$) und dem sämmtlichen Eisen als Oxyd berechnet. Die Leptochlorite enthalten oft hygroskopisches Wasser, welches beim Erhitzen auf 100—110° ausgetrieben wird; der Thuringit von Schmiedefeld lieferte 0,6 bis 0,8 % desselben. Für die früheren Analysen wird nicht immer angegeben, ob dieselben nach oder vor der Entfernung des hygroskopischen Wassers begonnen wurden.

Zur Ermittelung des Constitutionswassers wurde das feingepulverte Mineral in einem Kolben von schwer schmelzbarem Kaliglas stark erhitzt und ein Strom trockener Luft langsam hindurchgeleitet; die Wasserbestimmung erfolgte in gewogenen Chlorcalciumröhren.

Der derbe grüne Thuringit von Schmiedefeld enthält nur sehr wenig oder gar keinen Magnetit und erheischt keine Trennung desselben, um reine Substanz zu erhalten. Zwei Analysen der feingepulverten, bei 100° getrockneten Substanz ergaben:

	I.	II.	Mittel aus I. und II.
SiO_2	22,30	22,31	22,30
Al_2O_3	16,93	16,70	16,81
Fe_2O_3	15,04	15,23	15,13
FeO	32,83	32,74	32,78
MgO	1,37	1,23	1,30
H_2O	10,74	11,34	11,04
	99,21	99,55	99,36

	Procent.	Atomgewicht.	Aequivalent.
Si	10,48	28,4	0,3690
Al	8,92	27,1	0,3292
$\overset{III}{Fe}$	10,59	56,0	0,1892
$\overset{II}{Fe}$	25,50	56,0	0,4553
Mg	0,78	24,36	0,0320
H	1,226	1,008	1,217
O	41,83	16,00	2,614

Das Verhältniss ist daher:

$$Si : Al : \overset{III}{Fe} : (\overset{II}{Fe} + Mg) : H : O$$
$$= 0{,}3690 : 0{,}3292 : 0{,}1892 : 0{,}4873 : 1{,}217 : 2{,}614.$$

Digitized by Google

Wird das Aequivalent von $\overset{III}{Fe}$ als Einheit genommen, so ergeben die anderen Aequivalente und deren Multiplication mit 3:

Si	1,950	× 3 =	5,85	
Al	1,740	=	5,22	Summe 8,22
$\overset{III}{Fe}$	1,000	=	3,00	
$\overset{II}{Fe} + Mg$	2,575	=	7,725	
H.	6,430	=	19,29	
O.	13,81	=	41,43	

Wie man sieht, stimmen diese Zahlen für den Schmiedefelder Thuringit recht gut mit der für das Mineral angenommenen Formel:

$$H_{18}(Fe, Mg)_8 Al, Fe)_8 Si_6 O_{41}$$

überein; nur H nähert sich mehr 19 als 18 und die Zahl der O-Atome ist um ein Geringes zu hoch.

Der Thuringit von Gebersreuth, welcher, wie oben erwähnt, u. d. M. eine hellere, lebhafter grüne Farbe hat als der Schmiedefelder, führt aber in grosser Quantität eingemengten Magnetit. Diesen chemisch von dem Thuringit zu trennen, muss vorläufig als unmöglich gelten. Durch Salzsäure wird zwar der erstere langsam gelöst, aber gleichzeitig der letztere verhältnissmässig rasch zersetzt. Da nach der Angabe der Lehrbücher der Magnetit in Flusssäure unlöslich sein soll, so wurde durch letztere eine Trennung versucht. Das einzige Ergebniss bestand aber darin, dass Magnetit im Gegensatz zu jenen Angaben in Flusssäure eben ganz und völlig löslich ist[1].

Darauf wurde ein Versuch mit concentrirter Schwefelsäure unternommen und zwar mit möglichst concentrirter Säure, weil Magnetit in solcher angeblich unlöslich sein soll, während er sich in verdünnter rasch löst. Thuringit zersetzte sich rasch unter Abscheidung von gelatinöser Kieselsäure, aber der Magnetit erwies sich bei möglichst concentrirter Säure ebenfalls etwas angegriffen.

Da demnach eine chemische Trennung der beiden Mineralien unausführbar erschien, so wurde eine Separation auf

[1] S. meine Mittheilung im Centralblatt für Min. etc. 1902. p. 647—649.

Digitized by Google

magnetischem oder mechanischem Wege versucht. Aber weder die Anwendung eines Hufeisenmagneten noch die eines Elektromagneten bei verschiedener Stromstärke führte zum Ziel, da der Magnetit in allzu feinen Theilchen und allzu inniger Verwachsung vorhanden war.

Die Behandlung in THOULET'scher Lösung lieferte ebenfalls keine befriedigenden Resultate; das spec. Gewicht des Thuringits liegt etwas über 3,1, das des Magnetits ist 4,9 oder darüber, das der Lösung betrug 3,162. Die Fractionirung ergab drei Producte: a) Magnetit mit etwas Thuringit; b) ein Mittelproduct mit geringerem Magnetitgehalt; c) Thuringit beinahe rein, aber immer noch magnetithaltend. Da aber auch eine sehr grosse Menge von angewandtem Material dieses dritte Product nur in einem äusserst minimalen Betrag lieferte, so wurde auch dieses Verfahren als unbefriedigend aufgegeben.

Das Methylenjodid schien endlich besonders geeignet zur Behandlung eines sehr feinen Pulvers und günstige Resultate wurden mit ihm erzielt; das spec. Gewicht war 3.32. Die Fractionirung des fein gepulverten und durch ein Diatomeennetz gesiebten Thuringits ergab ein Material, welches zwar dem blossen Auge schon magnetitfrei erschien, aber u. d. M. gleichwohl noch Magnetit erkennen liess. Eine zweite Separation entfernte noch mehr von diesem und bei einer dritten wurde Thuringit gewonnen, der fast ganz frei von Magnetit und von solcher Reinheit war, wie sie wohl überhaupt von dieser Localität zu erreichen ist.

Zwei Analysen des bei 100° getrockneten Thuringits von Gebersreuth ergaben:

	III.	IV.	Mittel von III. und IV.
SiO_2	21,42	21,28	21,35
Al_2O_3	17,67	17,74	17.70
Fe_2O_3	11,54	11.60	11.57
FeO	36.89	36,73	36,81
MgO	3,86	3.94	3,90
H_2O	9.00	8.56	8,78
	100,38	99.85	100,11

Eine Vergleichung mit den Analysen I und II zeigt, dass der olivengrüne Schmiedefelder Thuringit procentarisch einen

Digitized by Google

grösseren Gehalt an Eisenoxyd, der heller grüne Gebersreuther einen grösseren an Eisenoxydul und auch mehr Magnesia besitzt; die Summe der beiden Eisenoxyde ist aber bei beiden fast übereinstimmend, wie auch die Menge der Kieselsäure nahezu identisch. Versucht man aus diesem Gebersreuther Thuringit eine Formel abzuleiten, so lässt sich erwarten, dass sie sich mit der auf p. 72 entwickelten nicht ganz genau decken wird.

	Procente.	Atomgewicht.	Aequivalent.
Si	10,04	28,4	0,3535
Al	9,38	27,1	0,3461
$\overset{III}{Fe}$	8,10	56,0	0,1446
$\overset{II}{Fe}$	28,63	56,0	0,5113
Mg	2,35	24,36	0,09647
H	0,98	1,008	0,9725
O	40,64	16,00	2,540

$$Si : (Al + \overset{III}{Fe}) : (\overset{II}{Fe} + Mg) : H : O$$
$$= 0{,}3535 : (0{,}3461 + 0{,}1446) : (0{,}5113 + 0{,}09647) : 0{,}9725 : 2{,}540.$$

Wird das Aequivalent von Al zur Einheit genommen, so ergeben die anderen Aequivalente und deren Multiplication mit 6:

Si	1,0210	$\times 6 =$	6,126
Al	1,0000	1,4718	$= 8{,}506$
$\overset{III}{Fe}$	0,4178		
$\overset{II}{Fe}$	1,4780	1,7567	$= 10{,}540$
Mg	0,2787		
H	2,8090		$= 16{,}854$
O	7,3380		$= 44{,}028$

Das Verhältniss kann annähernd dargestellt werden durch die Formel

$$H_{17}(Al, Fe)_8(Fe, Mg)_{10}Si_6O_{44},$$

welche immerhin gegen die für den Thuringit von Schmiedefeld eine gewisse Abweichung zeigt, eine ganz geringe in den Zahlen für H und O, eine grössere in dem Verhältniss der drei- und zweiwerthigen Elemente, hervorgebracht durch die Differenzen im Gehalt an FeO und Fe_2O_3.

Andere Analysen von Thuringit-Vorkommnissen sind in beifolgender Tabelle gegeben.

Digitized by Google

Thuringit-Analysen.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.
SiO_2	22,61	22,35	22,05	23,55	19,40	22,65
Al_2O_3	16,80	18,39	16,40	15,63	17,75	18,92
Fe_2O_3	15,43	14,86	17,66	13,70	31,72	8,12
FeO	33,10	34,34	30,78	34,20	20,08	38,49
MgO	1,20	1,25	0,89	1,47	3,32*	Spur
$(Na, K)_2O$	—	—	0,14	—	—	—
H_2O	10,60	9,81	11,44	10,57	7,93	10,78
	99,74	101,00	99,36	99,12	100,20	98,96

	7.	8.	9.	10.	11.
SiO_2	23,55	23,58	23,21	23,70	22,35
Al_2O_3	16,46	16,85	15,59	16,54	25,14
Fe_2O_3	14,33	14,33	13,89	12,13	—
FeO	32,78	32,20	34,58	34,30	34,39
MgO	1,60	1,52	2,62*	1,85	6,41
$(Na, K)_2O$	0,46	—	0,49	—	—
H_2O	10,48	10,45	10,59	11,22	11,25
	99,66	98,93*	100,97	99,74	99,54

1. Schmiedefeld — H. Loretz.
2. Reichmannsdorf bei Saalfeld — Rammelsberg.
3. Reichmannsdorf — Smith.
4. Schmiedeberg — Kaiser.
5. Quellenreuth, Fichtelgebirge — Meyer. * Enthält noch 1,54 CaO.
6. Zirmsee, Kärnten — Genth.
7. Harpers Ferry, Virginia — Smith.
8. Harpers Ferry, Virginia — Smith. * Enthält noch MnO = 0,09; Na_2O = 0,46; Total = 99,48.
9. Harpers Ferry, Virginia — Kaiser. * Enthält noch 0,36 CaO.
10. Hot Springs, Arkansas — Smith.
11. Lake Superior — Penfield.

Die Analysen stimmen im Allgemeinen recht gut überein, u. A. auch im Gehalt an den beiden Eisenoxyden, was darauf schliessen lässt, dass die untersuchten Materialien frei von beigemengtem Magnetit gewesen sind. Es zeigt sich allenthalben, dass ein Eintreten von MgO mit einer Verminderung von FeO Hand in Hand geht. Weiterhin, dass Al_2O_3 und Fe_2O_3 sich gegenseitig vertreten, wie denn auch die Analyse von Penfield gar kein Fe_2O_3, aber eine übermässige Menge von Al_2O_3 aufweist.

Die Substanz des Chamosits ganz rein, frei von Magnetit und Carbonat zu erhalten, ist nicht leicht. Bei den ersten Ver-

Digitized by Google

suchen einer Trennung durch Methylenjodid von dem spec. Gew. 3,223 fiel von dem Pulver, welches von möglichst magnetitarmen Partien herrührte, zwar sofort ein grosser Theil des Magnetits und des Eisencarbonats (spec. Gew. 3,7 bis 3,9), aber daneben auch ein beträchtlicher Theil des Chamosits, der immer noch etwas mit Magnetit verwachsen war. Die in geringer Menge oben schwimmende Partie erwies sich u. d. M. als Chamosit mit anhaftenden Carbonatpartikeln. So musste also diese abgetrennte leichtere Substanz zu noch grösserer Feinheit gepulvert werden. Man erblickte dann darin u. d. M. die beiden Mineralien gut voneinander getrennt, den Chamosit oft in reinen Körnern, daneben aber auch Verwachsungen jener beiden.

Um vor der Behandlung in Methylenjodid das Carbonat soviel als möglich zu entfernen, hat es sich als nützlich erwiesen, das Pulver in einer Porzellanschale vorsichtig mit Wasser zu schlämmen, bis keine helle Trübe mehr abfloss. Der mikroskopische Befund ergab, dass dadurch viel des Carbonats verschwunden war. Durch zweimalige Behandlung mit verdünnter warmer Essigsäure wurde ein weiterer Theil desselben weggeschafft. Der Rückstand zeigte u. d. M. viele einzelne Chamositpartikel, war aber immerhin noch nicht ganz frei von Carbonat. Dieses Material wurde noch einmal gepulvert, durch ein Diatomeensieb gesiebt, mit Wasser ausgewaschen und dann in Methylenjodid behandelt. Das endlich zur Analyse verwandte Product war u. d. M. anscheinend rein. Der Gang der Analyse war derselbe wie bei dem Thuringit. Zwei Analysen des bei 100° getrockneten Chamosits ergaben:

	V.	VI.
SiO_2	23.54	23,39
Al_2O_3	18.15	18,64
Fe_2O_3	3,67	6,06
FeO	36.84	34,34
MgO	1.35	1,44
CaO	1,62	1,55
H_2O	11.58	11,01
	96,75	96,43

Ungeachtet der anscheinenden Reinheit des Materials enthielt dasselbe immer noch etwas mechanisch beigemengtes

Digitized by Google

Carbonat. Wegen der sehr geringen Menge des ersteren konnte eine Kohlensäurebestimmung nicht ausgeführt werden. Es steht nun zunächst zu vermuthen, dass Ca O als Carbonat vorhanden ist. Da Ca O zur Bildung von Carbonat in Analyse V 1,27% Kohlensäure, in Analyse VI 1,22% Kohlensäure erfordert, so erhöht sich die Procentsumme in V auf 98,02, in VI auf 97,65. Die Differenz von 100% beträgt also bei V noch 1,98, bei VI noch 2,35%. Da das Carbonat eisenhaltig ist, so wird es gestattet sein, diese mangelnden Procente als $FeCO_3$ aufzufassen. Die 1,98% desselben in V würden alsdann 1,22 Fe O, die 2,35% desselben in VI würden 1,45 Fe O entsprechen, und diese Mengen von Fe O wären aus obigen beiden Analysen abzuziehen, weil sie nicht den Chamosit, sondern das beigemengte Carbonat angehen. Die geringe Menge von Magnesium, welche sich etwa als Carbonat finden dürfte, mag vernachlässigt werden.

Von dem Eisenoxyd könnte man annehmen, dass es als Magnetit, oder dass es als Oxydationsproduct von Fe O vorhanden wäre. Da das Mikroskop keinen Magnetit nachweist, so ist das Letztere das Wahrscheinlichere, jedenfalls wahrscheinlicher als die Vermuthung, dass Fe_2O_3 hier Al_2O_3 ersetze. Wenn nun alles Eisenoxyd als Oxydul berechnet und das beigemengte Carbonat nicht berücksichtigt wird, so erhält man für V und VI zunächst folgende Procentzahlen:

	für V.	für VI.
SiO_2	23,54	23,39
Al_2O_3	18,15	18,64
Fe O	38,92	38,34
Mg O	1,35	1,44
H_2O	11,58	11,01
	93,54	92,82

Auf 100 berechnet erhält man so:

	für V.	für VI.	Mittel aus beiden:
SiO_2	25,17	25,21	25,19
Al_2O_3	19,40	20,08	19,74
Fe O	41,60	41,31	41,45
Mg O	1,45	1,53	1,49
H_2O	12,38	11,87	12,13
	100,00	100,00	100,00

Digitized by Google

Daraus ergeben sich die Atomprocente (a), die daraus berechneten Aequivalentzahlen (b) und weiterhin, wenn diejenige für Si (0,4170) als 2 gesetzt wird (c).

	a.	b.	c.	
Si	11,84	0,4170	2,0000	
Al	10,47	0,3863	1,9528	
Fe	32.24	0,5757	2,7600	2,9372
Mg	0,90	0,0369	0,1772	
H	1,35	1,340	6,4620	
O	43,20	2,701	12,9520	

Dies liefert in grosser Annäherung die Formel

$$H_6 (Fe, Mg)_3 Al_2 Si_2 O_{13},$$

welche auch von Groth für den Chamosit angenommen wird. Nur die Relation von H erscheint in c dafür um ein Weniges zu hoch, die anderen Betheiligungen stimmen aber mit den in der Formel auftretenden Atomzahlen sehr befriedigend überein.

Zum Vergleich folgen die bisher vorhandenen anderen Analysen von Chamosit:

Chamosit-Analysen.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.
SiO_2	27	29	22,81	25,23	23,92	25.60
Al_2O_3	17	13	18,06	19,97	17,49	18.72
FeO	39	42	36.55	37,51	40,90	42,31
MgO	—	—	4,28	4,39	2,76	2,13
H_2O	13	10	11,67	12,90	10,50	11,24
	96	94	93.37	100,00	95,57	100,00

1. und 2. Schmiedefeld — Loretz. — Berechnete Zusammensetzung des eigentlichen Chamosits aus zwei Bauschanalysen von Schmiedefelder chamositischem Eisenerz:
   1. Enthält noch 4 % Fe_2O_3 und
   2. enthält noch 6 % Fe_2O_3.
3. Windgällen — C. Schmidt — enthält noch $TiO_2 = 1,11$; $Fe_2O_3 = 2,58$; $CaO = 1,49$; $CO_2 = 0.76$; Total = 99,31 %.
4. Derselbe minus Carbonat und auf 100 berechnet.
5. Chrustenic Böhmen — Bořicky — enthält noch $CaO = 0,91$; $CO_2 = 2,50$; Total 99,98 %.
6. Derselbe minus Carbonat und auf 100 berechnet.

Nimmt man von obiger Formel des Chamosits 3 Molecüle

$$H_{18} (Fe, Mg)_9 Al_6 Si_6 O_{39}$$

und vergleicht dies mit der Formel des Thuringits

$$H_{18} (Fe, Mg)_8 (Al, Fe)_8 Si_6 O_{41},$$

Digitized by Google

so übersieht man gleich die gegenseitigen Beziehungen der beiden Mineralien. Die Atomzahlen für H und Si sind beide gleich, die für O nur sehr wenig verschieden. Der Chamosit aber führt kein Eisenoxyd und in ihm ist das Eisenoxydul viel reichlicher als im Thuringit. Wenn im Chamosit etwas FeO als Fe_2O_3 berechnet und zu Al_2O_3 hinzugefügt würde, so zeigten die Oxyde der zwei- und dreiwerthigen Metalle nur ganz geringe Differenzen. Immerhin sind aber Thuringit und Chamosit zwei verschiedene Mineralien, wenn sie auch chemisch, optisch und in mancher anderen Hinsicht einander recht nahe stehen. Eine Berechnung als Verbindung von Serpentin- und Amesitsubstanz lassen beide nicht zu.

Mögliche Entstehungsweise derselben.

Loretz[1] sagt, dass, wenn man erwägt, wie in dem Untersilur im Vogtland, Fichtelgebirge und auch Böhmen „bedeutende Massen von Eruptivgestein aus der Gruppe der Diabase (oder überhaupt Grünsteine) nebst zugehörigen Tuffbildungen lagern, es nahe liegt, das Material jener Eisensteine von den Eruptivgesteinen und deren Derivaten abzuleiten. In der That dürfte es weniger Schwierigkeiten in sich schliessen, die chloritischen Mineralien, die Carbonate nebst dem Magnet- oder Titaneisen, sowie auch noch die Phosphorsäure jener Eisensteine als die letzten, äussersten Producte eines gänzlichen, mit Umbildung verbundenen Zerfalls der Mineralien der genannten Eruptivgesteine aufzufassen, als die Umstände zu ergründen, unter welchen die Ansammlung und der Absatz jener Mineralien zu Eisensteinablagerungen stattfand; denn diese Lager sind oft räumlich von den Eruptivgesteinen mehr oder minder weit getrennt, sowohl in der Aufeinanderfolge der Schichten als im Fortstreichen oder der seitlichen Erstreckung."

„Die Eisensteine des Untersilurs in Böhmen, die auch hier besonders im unteren Untersilur vorkommen, lagern gewöhnlich in Diabastuffen, kommen aber auch zwischen Grauwackenschiefern vor, während es andererseits Diabastuffe ohne Eisenstein giebt. In Thüringen lagern Thuringit und Chamosit ganz entfernt von Eruptivgesteinen."

[1] Jahrb. der K. preuss. geol. Landesanst. u. Bergakad. 1884. p. 145.

Digitized by Google

Wenn Loretz im Vorstehenden in einer freilich recht unbestimmten Fassung einem gewissen Zusammenhang der Thuringit- und Chamositlager mit Grünsteinmassen oder -tuffen das Wort redet, so muss diese Anschauungsweise für das hier behandelte Gebiet wohl ganz von der Hand gewiesen werden. Als die Untersuchungen an Ort und Stelle ihren Anfang nahmen, wurde besondere Aufmerksamkeit der Frage zugewandt, ob die Lager irgendwie einen Anhaltspunkt darbieten, in ihnen etwa durch Gebirgsdruck veränderte Diabastufflager anzuerkennen, da das thatsächliche Hervorgehen chloritreicher Ablagerungen aus letzteren vielorts nachgewiesen ist. Aber einestheils hat sich nirgendwo auch nur der geringste halbwegs verschont gebliebene Rest solchen eruptiven Materials oder seiner z. B. feldspathigen Gemengtheile finden lassen, andererseits stimmen auch, wie die darauffolgenden Untersuchungen ergaben, Mineralgehalt und Structur der Thuringit-Chamositlager doch nicht befriedigend mit jenen wohlbekannten metamorphischen Producten überein. Insbesondere ist es auch ausgeschlossen, in ersteren etwa hochgradig umgewandelte Glastuffe der Diabasgruppe zu erblicken. Dazu kommt, dass auch die Gegenwart von Thuringitblättchen im gewöhnlichen Thonschiefer mit jener Ansicht nicht in Einklang zu bringen ist.

R. Beck[1] bespricht, ohne sich auf die specielle Entstehungsweise irgendwie einzulassen, Thuringit und Chamosit unter der Rubrik „Eisenerze als ursprüngliche Einlagerungen innerhalb normaler Sedimente".

R. Lepsius[2] äussert sich dahin, dass „wahrscheinlich dieses Gestein ursprünglich ein Eisenoolith gewesen und erst secundär in den chloritischen Thuringit umgewandelt" ist.

Das Auftreten in bestimmten stratigraphischen Horizonten und zwar in völliger Concordanz mit den begleitenden Schichten, insbesondere Quarziten und Thonschiefern verweist auf eine Bildung, welche ursprünglich derjenigen der letzteren analog ist.

Wenn aber das Material dieser sedimentären Schichten wenigstens zum grössten Theil allothigen-klastischer

[1] Lehre von den Erzlagerstätten. 2. Aufl. 1903. p. 89.
[2] Geologie von Deutschland. 2. Liefg. I. 1903. p. 219.

Digitized by Google

Natur ist, so bereitet es Schwierigkeit, sich auch den Aufbau der eigentlichen Thuringitschiefer als aus ähnlichem Material erfolgt vorzustellen, da man dasselbe nicht in übereinstimmender Weise aus der Zerstörung präexistirender Gesteine ableiten kann, wie dies für die Glimmerschüppchen und Quarztheilchen der Thonschiefer angenommen wird. Ebenso sind auch die Thuringitblättchen, welche sich an der Zusammensetzung der Thonschiefer betheiligen, schwerlich von derselben allothigenen Herkunft, wie die am meisten vorwiegenden Componenten der letzteren.

Dass hier ursprüngliche und directe chemische Krystallisationen dieser chloritähnlichen Silicate aus dem bereits Organismen beherbergenden Untersilur-Meer stattgefunden haben, ist ganz unannehmbar.

Angesichts nun der Unwahrscheinlichkeit, dass die Thuringitlager, wie sie jetzt vorliegen, directe mechanische oder chemische Sedimente darstellen, wird wohl kaum etwas Weiteres übrig bleiben, als in ihnen ein auf nassem Wege vermitteltes Umwandlungsproduct eines anderen sedimentären Materials zu erblicken. Welcher Art aber dasselbe gewesen, ist eine Frage, für deren Beantwortung vorläufig einigermaassen sichere Anhaltspunkte nicht vorliegen.

Dass die Entstehung des Thuringits durch wässerige Solutionen möglich ist, verbürgen jene Erscheinungen, welche auf einen secundären Absatz hinweisen, insbesondere das Erfülltsein von Hohlräumen im Dachschiefer mit seiner Substanz und die Thuringitbänder im Quarz (Taf. V Fig. 47, 48), welche nur als Ausfüllung ehemaliger Spalten gelten zu können scheinen, die isolirten Einwachsungen von Thuringit im derben Quarz mit Flüssigkeitseinschlüssen.

Die Thuringitblättchen im Thonschiefer dürften ihr Analogon finden in jenen, schon von Liebe[1] erwähnten silberweissen Glimmerblättchen, welche in charakteristischer Weise die untersilurischen Schiefer Ostthüringens nach allen Richtungen durchkreuzen, und gemäss seiner Ansicht ebenfalls secundär entstanden sind.

---

[1] Abhandl. z. geolog. Specialkarte v. Preussen u. s. w. 5. 1884. p. 408.

Digitized by Google

Die Chamositvorkommnisse werden aller Wahrscheinlichkeit nach von ähnlichen Gesichtspunkten aufzufassen sein, d. h. als durch Solutionen metamorphosirte frühere Sedimente. Dabei würde es fraglich bleiben müssen, ob die charakteristische oolithische Structur schon der letzteren ursprünglichen Masse eigen war (in welchem Falle man an oolithisches Eisencarbonat denken könnte) oder ob dieselbe erst bei der Metamorphose zu Stande gekommen ist.

Zum Schluss gebührt mein Dank Herrn Geh. Hofrath Professor Dr. E. Beckmann, Director des Laboratoriums für angewandte Chemie, in welchem die chemischen Analysen zur Ausführung gelangten und Herrn Geheimen Rath Professor Dr. F. Zirkel, in dessen mineralogischem Institut die übrigen Untersuchungen vorgenommen wurden; namentlich Letzterem bin ich in höchstem Grade erkenntlich für die allezeit freundliche und bereitwillige Unterweisung sowie für die vielen Rathschläge, mit denen er meinen Studien zur Seite gestanden hat.

Erklärung der Tafeln.

Tafel III.

Fig. 1—6. Basische Schnitte von Thuringit (p. 55—56).

„ 7—15. Übereinanderlagerung vieler Täfelchen von Thuringit in gekrümmten, säulenförmigen, an Helminth erinnernden Gestalten (p. 56).

„ 16, 17. Lamellirte Säulchen, ein inneres Thuringitkorn umwachsend (p. 56).

„ 18—22. Seitliche Begrenzung der Thuringittäfelchen (p. 56).

„ 18. 0P {001} = c mit ∞P {110} = o oder ∞P∞ {010} = b (p. 56).

„ 19. 0P {001} = c mit $+\frac{1}{2}$P {$\bar{1}$12} = μ und $-\frac{1}{2}$P {112} = m (p. 56).

„ 20. 0P {001} = c mit $-\frac{1}{2}$P {112} = m und $\frac{2}{5}$P {$\bar{2}$25} = n (p. 56).

„ 21. 0P {001} = c mit $\frac{1}{3}$P∞ {043} = t und ∞P∞ {010} = b (p. 56).

„ 22. 0P {001} = c mit $\frac{2}{5}$P {$\bar{2}$25} = n und ∞P {110} = o und $-\frac{1}{2}$P {112} = m (p. 56).

Digitized by Google

Fig. 23. Idealconstruction eines Thuringitkrystalls mit allen oben erwähnten Formen (p. 56).

„ 24. Basischer Schnitt von Thuringit mit einem libellenführenden, wässerigen Flüssigkeitseinschluss, welcher einen negativen Krystall darstellt (ähnlich Fig. 19) (p. 57).

„ 25. Flüssigkeitseinschluss mit Libelle in einem Verticalschnitt, negativer Krystall. Durchschnitt entspricht der Fig. 20 (p. 57).

„ 26, 27. Thuringitblättchen, parallel zu einer und zwei Flächen eines Magnetitkrystalls (p. 60).

„ 28. Rhombischer Umriss von Magnetit, umwachsen von 4 Lamellensystemen von Thuringitblättchen. Diejenigen auf diagonal entgegengesetzten Flächen zeigen parallele Auslöschung und scheinen zu einem einzigen Individuum zu gehören (p. 60).

„ 29, 30. Gruppirung der Blättchen auf einem sechsseitigen Schnitt von Magnetit (p. 60).

„ 31. Magnetit, umwachsen von Thuringitblättchen mit Zwischenschicht von fast farblosem Thuringit (p. 60).

„ 32—37. Chamosit-Oolithe, umschliessend ein centrales Chamositkorn (p. 65).

„ 32. Chamosit-Oolith mit Centrum von geschichteten Blättchen, mit einer Lamellirung parallel der längeren Oolithaxe (p. 65).

„ 33. Dasselbe wie Fig. 32 mit Lamellirung parallel der kürzeren Oolithaxe (p. 65).

„ 34. Chamosit-Oolith, einschliessend einen basischen Schnitt, welcher ein deutliches zweiaxiges Bild mit den Hyperbeln ergab (p. 66).

„ 35. Oolith mit individualisirter Chamositcombination von
$$0P\ \{001\} = c,\ +\tfrac{1}{2}P\ \{\bar{1}12\} = \mu \text{ und } -\tfrac{1}{2}P\ \{112\} = m$$
(p. 66).

„ 36. Chamosit-Oolith ohne concentrisch-schalige Structur. Das Centrum von individualisiertem Chamosit, ähnlich der Fig. 35 (p. 66).

„ 37. Concentrisch-schaliger Chamosit-Oolith mit centralem Krystallkern, zeigend
$$0P\ \{001\} = c,\ \infty P\ \{110\} = o \text{ und } -\tfrac{1}{2}P\ \{\bar{1}12\} = m$$
(p, 66).

„ 38. Isotrop sich verhaltender farbloser Chamosit mit Interpositionen (p. 66).

„ 39. Schematische Zeichnung eines Thuringit-Individuums im Verticalschnitt (p. 69).

„ 40. Schematische Zeichnung eines Chamosit-Individuums im Verticalschnitt (p. 69).

Tafel IV.

Fig. 41. Farbloser Thuringit, umschliessend Linsen und Oolithe von grünem Thuringit (Vergrösserung 10) (p. 55).

„ 42. Typische Thuringitkrystalle in Quarz; wo eine grosse Quantität von Thuringit vorhanden ist, erscheint er nicht in deutlicher Krystallform (Vergrösserung 33) (p. 55—57).

Digitized by Google

Fig. 43. Typische Chamosit-Oolithe bei Vergrösserung 10 (p. 63).
„ 44. Detail eines Chamosit-Ooliths (Fig. 43) bei starker Vergrösserung (33), und zwar ebenfalls mit Limonitrand um das Carbonat (p. 64).
„ 45. Chamosit-Oolithe ohne concentrische Schalung; zwischen denselben liegt Carbonat mit einem röthlichbraunen Saum von Limonit (Vergrösserung 33) (p. 63—64).

Tafel V.

Fig. 46. Magnetit, einen Chamosit-Oolithen umsäumend oder denselben bedeckend (Vergrösserung 33) (p. 64).
„ 47. Zonale Verwachsung von Quarz und Thuringit in abwechselnden Lagen (Vergrösserung 33) (p. 81).
„ 48. Mikropegmatit-ähnliche Verwachsung von Quarz und Thuringit (Vergrösserung 33) (p. 81).

Digitized by Google

Die Diluvialbildungen der Kirchheimer Gegend (Württemberg).

Von

Manfred Bräuhäuser.

Mit Taf. VI—IX und 31 Textfiguren.

Das Blatt Kirchheim der geognostischen Landesaufnahme veranschaulicht eine der geologisch interessantesten Gegenden Württembergs. Auf dem nördlichen Theil des Blattes, in der Gegend des Neckars treten noch die Schichten des Keupers hervor, während im Süden die Alb und ihr Vorland die gesammte Schichtenreihe des schwäbischen Jura vom Lias α bis zum Weissjura ζ in normaler Entwickelung zeigen. Ferner findet sich eine grosse Anzahl vulcanischer Punkte. Der wichtigste dieser sogen. „Vulcanembryonen", das Randecker Maar, zeigt ausser dem Tuff noch tertiäre Süsswasserbildungen. Diese sind reich an wohlerhaltenen Fossilien, und so lässt sich ein Einblick gewinnen in die Verhältnisse dieser Gegend zur Tertiärzeit, in der sie als Festland dem im Süden fluthenden Meer entragte. Schliesslich sei als Eigenthümlichkeit der Gegend hervorgehoben, dass nirgends im Albvorland die jungen Bildungen des Diluviums und Alluviums eine solche Mächtigkeit und Verbreitung erlangt haben wie gerade hier. Dies fällt auch auf der Karte auf, obgleich bei ihrer Ausführung das Diluvium zurückstehen musste, um die Verhältnisse des anstehenden Schichtenbaus klarer hervortreten zu lassen.

Unter der Bezeichnung „Kirchheimer Gegend" sei hier verstanden das Flussgebiet der Erms, der Lauter und der Lindach, sowie vom Neckarthal die Strecke von Kirchentellinsfurt bis Plochingen.

Digitized by Google

Die Einzugsgebiete der Erms, der Lauter und der Lindach haben das gemeinsam, dass hier nur jurassische Schichten und vulcanische Tuffe sich finden. Der im untersten Theil des Ermsthals noch zu Tage tretende Stubensandstein ist deshalb nicht berücksichtigt, weil sein Vorkommen zu beschränkt ist, um in den Ermsschottern noch zum Ausdruck zu gelangen.

Hieraus ergiebt sich, welche Zusammensetzung die Schottermassen der Erms, der Lauter und der Lindach haben müssen. Vor Allem finden sich die harten Kalke des Weissjura und unter ihnen namentlich Stücke aus den widerstandsfähigen Schichten δ, ε und ζ.

Der Braunjura liefert eigentlich nur im Süden (sogen. „blaue Kalke") widerstandsfähiges Material. Von den Eisensandsteinen finden sich wirkliche Gerölle bloss in der Nähe des Anstehenden. In grösserer Entfernung verrathen nur die zahlreichen Sandschmitzen und das starke Eisenschüssigwerden der Schotter den aufgearbeiteten Eisensand. Die gelbbraune Färbung erscheint besonders intensiv bei den ursprünglich rein weissen Geröllen aus dem Malm, und sie lässt sich weit über das Doggergebiet hinaus verfolgen. Vom Lias finden sich zuweilen Stückchen aus den zähen Posidonienschiefern, seltener kleine, flache Gerölle aus den Amaltheenthonen. Die harten Bänke des Lias α stehen im Lauterthal erst nahe der Mündung ins Neckarthal an. Deshalb ist ihr Material im Lauterschotter nur im untersten Flussgebiet anzutreffen. Im Ermsthal dagegen stehen sie schon bei Bempflingen an, und bei Neckartenzlingen sind ihre Gerölle auch im Ermsschotter nicht selten. Der vulcanische Tuff, dem man nach seinem Einfluss auf die Oberflächengestaltung (Herauspräpariren der vulcanischen Gänge!) eine grössere Widerstandsfähigkeit zutraut, liefert nirgends Geröllmaterial. Bei einer makroskopischen Betrachtung der Schotter scheint er ganz zu fehlen. Untersucht man aber die feinsten Schwerbestandtheile der Schotter unter dem Mikroskop, so tritt das vom vulcanischen Tuff gelieferte Material um so augenfälliger hervor.

Die in den Albthälern vorkommenden Süsswasserkalke haben aus ihren härteren Lagen einiges, allerdings nur weniges, Material an die Schotter geliefert. Besonders bemerkenswerth ist das Vorkommen solcher Stücke in den sehr alten, hoch-

Digitized by Google

gelegenen Schottern von Kirchentellinsfurt und vom Wippberg bei Metzingen.

Soviel über die Zusammensetzung der Schotter der Nebenflüsse, welche von rechts, von der Alb her, in den Neckar gehen. Ganz anders verhalten sich die Schotter des Neckars selbst. Denn im Einzugsgebiet desselben finden sich ausser sämmtlichen Schichten der Juraformation und den vulcanischen Tuffen noch die Schichten der Trias vom Rhätsandstein bis hinab zum Buntsandstein. Vom selten anstehenden Rhätsandstein trifft man in Folge seiner grossen Widerstandsfähigkeit sehr viel Material in den Diluvialgebilden. Vom Stubensand, der in verschiedenen Horizonten verschiedene Härte besitzt, finden sich Gerölle zwar selten, dagegen lässt sich beweisen, dass das grusige, feinkörnige Material der zahlreichen Sandschmitzen fast ausschliesslich dem Stubensandstein entstammt. Die Mergel des Keupers spielen im Diluvium keine Rolle, doch erinnert die grünliche und röthliche Färbung mancher die Schotter durchziehender Thonschmitzen an ihr Vorhandensein. Schilfsandsteinstücke sind selten. Vom Muschelkalk kommen viele Gerölle vor, doch sind sie bei der grossen Entfernung vom Anstehenden oft schwer als solche zu bestimmen, zumal immer die Verwechselung mit den ähnlichen Lias α-Geröllen naheliegt. Die harten, rothen Geschiebe aus dem Buntsandstein kommen sehr häufig vor, und sie liefern ein dankenswerthes und sicheres Unterscheidungsmerkmal der Neckarschotter. Auch die mitunter vorkommenden, meist schön gerundeten Quarze, die bald wasserhell, bald röthlich gefärbt oder milchig getrübt erscheinen, müssen aus dem Buntsandstein stammen, aus dessen Conglomeratschichten sie ausgewaschen sind. Da alle Gerölle sozusagen einen Kampf ums Dasein führen, den die härtesten und chemisch widerstandsfähigsten am besten bestehen, erscheint flussabwärts das Schottermaterial mit solchen Geröllen verhältnissmässig angereichert. Wer die Neckargerölle bei Plochingen oder besser bei Cannstatt untersucht, wird z. B. eine grössere Verbreitung des Rhätsandsteins vermuthen, als dieser Schicht thatsächlich zukommt.

So scharf sich die Lauter-Ermsschotter durch ihre Zusammensetzung von den Neckarschottern trennen lassen, so scharf tritt der Unterschied auch hervor bei einer mikro-

Digitized by Google

skopischen Untersuchung der feinsten Schwertheile. Das Verfahren hierbei war folgendes:

Das vom groben Schotter abgetrennte Material wurde durch feinste Siebe gesiebt, durch Ausschlämmen vom Thon befreit, getrocknet und mit dem Magneten auf Magnetit untersucht. Hierauf wurde der Feinsand durch Behandeln mit Königswasser von Calcit, Magnetit, Pyrit etc. befreit, das übrig bleibende Material nach völliger Entfernung der Säure getrocknet und mittelst Thoulet'scher Lösung von normaler Concentration nach dem specifischen Gewicht getrennt. Die abgesunkenen Schwertheile wurden in Canadabalsam eingelegt und unter dem Mikroskop mineralogisch bestimmt.

Hierbei ergab sich zunächst ein in allen drei Flussgebieten annähernd gleich grosser Magnetitgehalt, der Reichthum an Kalk war natürlich bei den Erms-Lauterschottern weit grösser als bei den Neckarschottern, was aus der Gewichtsabnahme bei der Säurebehandlung hervorging. Es trat stets eine heftige Kohlensäureentwickelung ein. Diese rührte von der Zersetzung des Kalks, die gleichzeitig auftretende Eisenchloridfarbe von der Auflösung des Magnetits und Pyrits her. Unter dem Mikroskop zeigten sich die Präparate aus dem Neckarmaterial sehr reich an Zirkonen, die theils ganz scharfkantig waren und Krystallformen zeigten, theils wieder völlig gerundet auftraten. Ausser diesen fanden sich stets zahlreiche, meist weniger gerundete braune Rutile, seltener deren grünliche Nebenform, die sogen. Nigrine. Stets vorhanden, wenn auch weniger häufig, waren Epidot, Staurolith und gewöhnliche Hornblende, zuweilen zeigten sich auch bläuliche Glaukophane. Durch ihre starke Auslöschung fielen die Turmaline auf, die immer völlig gerundet waren. Leitend, weil nur in den Neckarschottern nachweisbar, sind die Granaten, die bald schön abgerollt, bald stark facettirt auftreten.

Ein ganz anderes Bild lieferten die Erms-Lauterschotter. Sie zeigten zunächst einen relativ kleineren Gehalt von Schwerantheilen. Diese waren hier namentlich: Spinell, Perowskit, Turmalin, Hornblende, Augit, Zirkon und Rutil. Niemals fanden sich Granaten. Die Schotter der Lindach, des Nebenflusses der Lauter, zeigten namentlich in der Gegend von Weilheim-Jesingen zahlreiche Perowskite, deren tadellos er-

Digitized by Google

haltene Krystalle, bezw. Krystallcombinationen durch ihre spiegelnden Flächen zur krystallographischen Bestimmung herausforderten. Der besonders reiche Gehalt an Spinell und Perowskit erklärt sich bei den Lindachschottern daraus, dass im Einzugsgebiet der Lindach grössere vulcanische Tuffvorkommen liegen als im Lautergebiet. Es sei hier nur an den Neidlinger Lichtenstein, an die Limburg und ans Randecker Maar erinnert. Demgegenüber müssen die zwar zahlreicheren, aber weniger umfangreichen Gänge des Lenninger Thals zurückstehen. Dass aber der Eisengehalt im Lindachschotter doppelt so gross ist als im Lauterschotter, erklärt sich hieraus nicht. Denn die vulcanischen Tuffe erweisen sich nicht als sehr eisenreich, namentlich fehlen leicht zersetzbare Eisenverbindungen. Ausserdem sind die Schichten des unteren Braunjura im Lautergebiet besser entwickelt als im Lindachgebiet. Daher ist anzunehmen, dass die Lindach ihre reichlichen Eisenverbindungen den Lehmen entnommen hat. Diese erweisen sich hier, namentlich auf der Hochalb, sehr reich an Bohnerzkörnern.

Die in den Neckarpräparaten ermittelten und aufgezählten Mineralien lassen sich alle auch im Keuper nachweisen, und hier ist es namentlich der Stubensandstein, der u. A. Zirkon, Rutil, Hornblende, Epidot und Staurolith, sowie Granaten enthält. Die Granaten entstammen vielleicht nicht ganz ausschliesslich dem Stubensand. Denn die untersuchten Stubensandproben vom oberen Neckargebiet sind nicht sehr reich an Granaten; namentlich die facettirten Stücke sind hier nur spärlich vorhanden. Vielleicht entstammen diese z. Th. auch dem Rhätsandstein oder den Mergeln. Es verdient hier erwähnt zu werden, dass eine Stubensandschicht von Neckartenzlingen sehr zahlreiche, specifisch schwere, säurefeste Mineralgebilde aufweist, die wohl als Steinkerne von Foraminiferen erklärt werden müssen. Bei einigen ist die Form so gut erhalten, dass die palaeontologische Bestimmung möglich erscheint. Eigenthümlich ist nur die Ausfüllung mit dieser Mineralmasse, die als Eisenoxydsilicat gedeutet werden muss.

Im Gegensatz zu den Neckarschottern, deren Schwertheile aus der Trias stammen, haben die Erms-Lauterschotter die

Digitized by Google

ihrigen den vulcanischen Tuffen entnommen, deren Material überall in feinster Vertheilung mittransportirt wird. Dies ist leicht zu beweisen. Denn die Juraschichten sind auch da, wo sie quarzhaltig sind (Schwammfacies!) dennoch frei von Schwermineralien. Dass ein kleiner Theil der unvermeidlichen Zirkone und Rutile den Braunjurasandsteinen entstammt, mag sein, aber das weitaus vorherrschende Material sind hier die vulcanischen Spinelle, Perowskite, Augite etc.

Die Anordnung der Diluvialbildungen.

Flussschotter der besprochenen Art machen den grössten Theil der Diluvialbildungen im Kirchheimer Gebiet aus. Unter ihnen sind die mächtigsten und best aufgeschlossenen diejenigen, welche im Grunde der Thäler lagern. Sie sind die jüngsten, aber dennoch gehören auch sie ins Diluvium, wie gelegentlich Funde von diluvialen Säugethieren erwiesen haben. So fand sich in diesen Schottern bei Kirchheim mehrfach *Elephas primigenius*. Im Stuttgarter Naturaliencabinet sind aus den Thalschottern unserer Gegend vertreten: *Bos primigenius, Bos brachyceros, Equus caballus*, Thiere, die allerdings nicht unbedingt diluvial sind. Aber die Funde von *Elephas primigenius* entscheiden, um so mehr als in den analogen Schottern im Neckargebiet sehr häufig Mammuthfunde gemacht wurden und die z. Th. sehr wohlerhaltenen Stücke sicher auf primärer Lagerstätte liegen.

Diese Schottermassen fasst die Karte zusammen unter der Bezeichnung dj-Thalschutt. Man könnte sie auch nennen: Schotter des Thalgrunds und der niedersten Terrassen. Sie erheben sich im Kirchheimer Gebiet nirgends mehr als 10—14 m über das heutige Flussniveau. Ihr gemeinsames Merkmal ist, dass sie nirgends von primär gelagertem Löss bezw. Lösslehm eingedeckt sind. Allerdings kommt Überlagerung durch typischen Lösslehm vor, aber dann lässt sich stets zeigen, dass derselbe in jüngerer oder jüngster Zeit verschwemmt und umgelagert worden ist. Zudem ist dann die Schotter-Lehmgrenze immer sehr scharf.

Von diesen Bildungen leicht zu unterscheiden ist eine Reihe von höher gelegenen, folglich älteren Flussschottern,

Digitized by Google

die sich fortlaufend durchs ganze Gebiet verfolgen lässt. Diese Schotter zeigen (abgesehen von den eigenartigen Verhältnissen der Kirchheimer Bucht!) wenig Beziehungen zu den vorhin besprochenen, d. h. es sind selten Zwischenglieder (Schotterreste, Ansätze von Terrassen) zu sehen. Dagegen ist für diese „Schotter und Terrassen der mittleren Terrassenhöhe" der enge Zusammenhang mit primär gelagertem Löss charakteristisch. Das giebt auch einen Fingerzeig für das Alter dieser Schotter.

Noch höher über dem Fluss folgt diesen Schottern der mittleren Höhenstufe in beträchtlichem Abstand eine Anzahl kleiner, dicht übereinander liegender Schotterterrassen. Meist sind es 3—4, die gelegentlich in einander übergehen. Noch höher über dem Thalboden, 80—90 m über dem heutigen Fluss finden sich öfters noch gut erhaltene Schotterreste. Alle diese „Schotter der obersten Höhenstufe" sind wieder weit älter als die der Mittelterrassenstufe, aber sie dürfen nicht wie jene als unter sich gleichalte Bildungen angesehen werden. Doch ist ihnen allen das gemeinsam, dass sie älter sind als Löss und Lehm. Wo sie von solchem überdeckt sind, da trennt eine scharfe Grenze Schotter und Lehm. Obgleich also jedes einzelne Schottervorkommen genaue und sorgfältige Beachtung verdient, so lässt sich doch deren Gesammtheit in drei Hauptgruppen eintheilen, deren verschiedenes Alter sowohl durch ihre Höhenlage als durch ihre Beziehungen zu Löss und Lehm erwiesen wird. Es sind die drei nachstehenden Gruppen:

1. Schotter und Schotterterrassen der oberen Höhenstufe, älter als Löss.
2. Schotter und Schotterterrassen der mittleren Höhenstufe, gleichalt mit Löss.
3. Schotter und Schotterterrassen der unteren Höhenstufe bezw. des Thalbodens, jünger als Löss.

Nun wird sich später zeigen, dass im Lenninger Thal die Schotter der Mittelterrasse über den dortigen Süsswassertuff herübergreifen, und ferner ist bereits das Vorkommen von solchen Tuffstückchen in hochgelegenen Schottern erwähnt worden. Also ist auch ein Theil des Kalktuffs der Albthäler diluvialen Alters. Ferner sind die auf der Karte als dz be-

Digitized by Google

zeichneten Schuttmassen theilweise von Löss überlagert oder gehen nachweisbar in Schotter der mittleren Terrassenhöhe über. Also auch sie können diluvial sein, und aus denselben Gründen muss man an manchen Punkten auch sonderbar gepackte, moränenartige Gebilde als diluvial oder altdiluvial betrachten.

Demnach gliedert sich die Gesammtheit der Kirchheimer Diluvialbildungen in:

1. Flussschotter der verschiedenen Höhenstufen.
2. Löss und Lehm.
3. Diluviale, älteste Kalktuffe der Albthäler.
4. Alter Gehängeschutt und moränenartige Gebilde.

Zunächst sei von den Diluvialbildungen des Albvorlands die Rede. Das Diluvium der Hochalb möge wegen seiner Eigenart für sich behandelt werden. Von den unter sich in engen Wechselbeziehungen stehenden Schottermassen der Kirchheimer Bucht wird anschliessend an das „dz" der Karte die Rede sein.

Die Flussschotter der verschiedenen Höhenstufen.

dj der Karte. Die Schotter der Thalsohle und der niedersten Terrassen im Erms-, Lauter- und Neckarthal.

Sie sind überall gut aufgeschlossen. Sandige Zwischenlagen sind im Neckarthal häufiger als in den Nebenthälern. Im Lauterthal treten Sandschmitzen erst unterhalb Owen auf. Hier, und noch mehr im Lindachthal, sind die Sande durch Eisen rothbraun gefärbt. Bei dem Wort „Thalschutt" darf keineswegs an eckigen, kantigen Schutt gedacht werden, alle hier vorkommenden Gerölle sind schön gerundet. Die Gestalt der meisten unter ihnen ist flach, scheibenförmig. Vom Gesagten macht nur an wenigen Stellen eindringender, kaum weiter bewegter Gehängeschutt eine Ausnahme (Strecke Oberlenningen—Unterlenningen). Solche Fälle kommen aber nur innerhalb der engen Albthäler vor.

Was die Grösse der Geschiebe betrifft, so sind sie im Neckarthal, wo ein transportkräftiger Fluss ist, in allen Grössen vorhanden, von bohnengrossen bis zu mehr als faustgrossen.

Digitized by Google

Die Lagerung ist eine schichtweise; in einem horizontal verlaufenden Streifen sind fast alle Gerölle gleich gross. Über diesem können wieder Lagen von gröberem oder solche von feinerem Material folgen. Oft wiederholt sich — namentlich am Thalrand — im selben Profil eine zweimalige oder dreimalige Folge von zuunterst grobem, dann mittelgrobem, hierauf feinem Geröll, und darüber als Abschluss eine Sandlage. Eine solche Aufeinanderfolge liefert dann das Bild einer weitgreifenden Überschwemmung.

Durchgehend scheint im Neckarthal das Liegende des Thalschutts eine Lage besonders grosser, aber wohlgerundeter Geschiebe von Weissjura zu sein. Diese kam zum Vorschein bei einem Neubau in Neckartenzlingen und bei den Grabungen für die grosse Fabrik in Unterboihingen. Wie in den „Begleitworten" gesagt wird, ist dieselbe Lage bei Esslinger Neubauten und bei der Fundamentirung der Unterboihinger Eisenbahnbrücke sichtbar gewesen. Bemerkenswerth ist, dass die Geschiebe von solcher Grösse sind, wie sie der heutige Fluss nicht führt.

Im Erms-, Lauter- und Lindachthal dagegen finden sich grosse Gerölle nur im Oberlauf in der Nähe der Alb. Sie bestehen hier immer aus Weiss-Jura und sind stets gut gerundet. Sie erreichen zuweilen Kopfgrösse. Sobald aber Lindach und Lauter in die weite Kirchheimer Bucht eintreten, vermindert sich ihr Gefäll, erlahmt die Stosskraft des Wassers, und die grossen Gerölle verschwinden aus den Schottern.

Flussabwärts fallen zuweilen grosse, dünne, aber wohlerhaltene Platten von Posidonienschiefer auf. Sie liegen inmitten groben Schotters, können aber unmöglich mit demselben zusammen verfrachtet worden sein. Bei ihrer Dünne und dem oft weiten Weg vom anstehenden Lias ε bis zu ihrer jetzigen Lagerstelle wären sie unfehlbar zertrümmert worden. Ihr Vorkommen ist nur erklärbar, wenn man Transport auf treibenden Schollen beim Eisgang im Frühjahr annimmt.

Zu erwähnen ist noch das Vorkommen grosser, gerundeter Stücke von Süsswasserkalk, die sich im Lauterthal bis gegen Kirchheim hin im Thalschutt finden.

Die in den beigegebenen Profilen als „Sandlöss" bezeichnete Bildung im Thalgrund besteht aus feinstem Schwemm-

Digitized by Google

sand, der erfüllt ist mit zerdrückten Schalen kleiner Schnecken. Mit echtem Löss hat diese Bildung hier nichts zu thun.

Bezüglich der Lagerung ist zu sagen, dass die nicht scheibenförmigen Gerölle in dachziegelartiger Lage dicht aufeinander gepackt sind.

Die Grenze der verschiedenen Schotter ist an den Mündungen der Nebenthäler im Thalschutt eine normale, d. h. es dringt weder Neckarschotter in das Erms- oder Lauterthal ein, noch führen die Nebenflüsse ihr reines Weissjuramaterial unvermengt weit ins Neckarthal.

Im Neckarthal bemerkt man im Gebiet des Thalbodens zuweilen alte Flussrinnen, so die Blaulach bei Kirchentellinsfurt, die Rinnen in den Rohrwiesen und Wasserwiesen bei Altenburg. Auch bei Mittelstadt und wieder bei Neckarthailfingen hat der Fluss sein Bett verlegt.

Im Allgemeinen steigt die Schotterfläche in sanfter Neigung vom Flusslauf gegen die Thalhänge an, aber selten ist die Neigung eine ganz gleichmässige. Vielmehr kommt es häufig zur Ausbildung flacher Terrassen, so z. B. bei Neckarthailfingen, Unterensingen, Wendlingen. Auch die flachen, einfachsten Terrassenansätze der Nebenthäler gehören hierher. So die Ermsterrassen von Neuhausen und Neckartenzlingen; die in den Begleitworten erwähnte dreifache Abstufung des Thalgrunds unterhalb Owen, sowie die Terrassenbildungen der Thalfläche bei Bodelshofen. Die durchschnittliche Höhe des Thalgrunds über dem Fluss beträgt bei Kirchheim 2—3, im Neckarthal 4—5 m. Diese relative Überhöhung steigt in den Nebenthälern von der Alb gegen das Neckarthal. Im Lauterthal beträgt sie bei Dettingen 2—3, bei Wendlingen schon 4—5 m, also hier der gleiche Betrag wie im Neckarthal.

Die niedersten Terrassen

erreichen selten eine Höhe von mehr als 10 m über dem Fluss. Als erste Stufe derselben darf die erwähnte Höherlage des Thalbodens gelten. Die anderen, der niedersten Terrassenstufe angehörigen Schotterflächen, die ersten eigentlichen Terrassen, haben unter sich Höhendifferenzen von meist nur 4—5 m. Gelegentlich gehen sie auch in einander über. Wie schon bemerkt, ist ihnen allen das gemeinsam, dass sie nie von primär

Digitized by Google

gelagertem Löss überdeckt sind. Allerdings zieht sich bei Kirchentellinsfurt, ebenso bei Unterboihingen, später wieder bei Obertürkheim-Hedelfingen eine gewaltige Lösslehmmasse vom Gehänge herab und lagert sich noch über Schotter her, die nur 10 m und noch weniger über dem Fluss liegen. Aber in allen diesen Fällen ist der Löss als frisch verschwemmt nachzuweisen. Bei Kirchentellinsfurt ist das ganze Gehänge verrutscht und verstürzt, wie die Grabungen entlang der Bahnlinie zeigen. Bei Plochingen finden sich bis tief herunter Ziegelstückchen in den dortigen Thallehm eingeknetet, und ausserdem zieht sich eine Lage frisch aussehenden Schutts mitten durch die Lehmwand. Auch bei Unterboihingen und Obertürkheim sind allerhand frische Geschiebe und mehrfach auch Artefacte tief im Lehm zu finden. An allen diesen Punkten ist die Schotter-Lehmgrenze scharf, abgesehen von einer Stelle bei Kirchentellinsfurt, wo eine Überfluthung über verwaschenen Lehm her nochmals Schotter breitete. Trotzdem ist das Bild dort ein ganz anderes als in den Profilen, welche die Schotter-Lehmverschränkung bei der Mittelterrasse zeigen.

Die schönst entwickelte Niederterrasse ist die, welche das linke Neckarufer von Neckarhausen an in 10 m Höhe über dem Fluss begleitet.

Nur zu häufig sind die niedersten Terrassen in der industriereichen Gegend durch Kunstbauten unkenntlich geworden; auch der Neckar, der in früheren Zeiten öfters seinen Lauf hin und her verlegen konnte, ist jetzt häufig corrigirt und durch Wehranlagen gestaut. Der alte Flusslauf und das genaue, natürliche Niveau lässt sich deshalb oft schwer ermitteln.

Das diluviale Alter der besprochenen niedersten Schotter und Terrassen lässt sich beweisen durch die schon p. 90 erwähnten Funde. Namentlich Mammuthfunde werden aus dem Neckarthalschutt schon von Quenstedt erwähnt und seitdem sind solche im Neckarthal und seinen Seitenthälern vielfach gemacht worden.

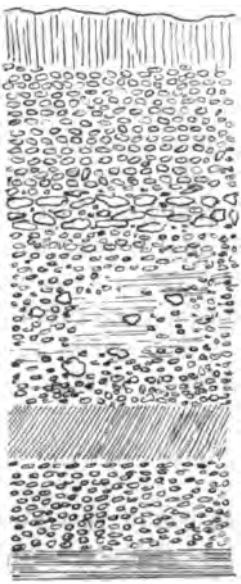
Dennoch begegnet man zuweilen auch seitab vom Fluss tief in normal dachziegelartig gelagerten Schottern mitgeschleppten und abgerollten Ziegelstückchen. Von einer prähistorischen Schmelzstätte im östlichen Lindachthal finden sich Schlacken in Schotterlagen, die mehrere Meter höher

Digitized by Google

liegen als das heutige Flussniveau. Dennoch darf als sicher gelten, dass auch diese tiefst gelegenen Schotter das Material einer noch diluvialen Aufschüttung darstellen. Diese Auffüllung erhöhte den Thalgrund noch etwas über seine heutige Höhe. Seitdem arbeiten die Flüsse an der Erosion und am Weitertransport dieser alten Schottermasse. Dabei haben sie bereits Ansätze von Terrassen herauspräparirt. So ist auch in historischer Zeit schon viel Material weiter geführt und umgelagert worden. Es ist also leicht erklärlich, wenn man an der einen Stelle (oberhalb Kirchheim, im Lauterthal) zarte, diluviale Schneckchen in intact gebliebenen Massen wohlerhalten findet, während an anderen Stellen Umlagerungen stattfanden, durch die recentes Material tief in die Gerölle hineingerieth. (Vergl. die Profile I—VI und die Bemerkungen dazu.)

Profile aus dem Thalschutt und den niedersten Terrassen.

Profil I. Kiesgrube links vom Neckar bei Pfauhausen. Höhe des oberen Randes 3½—4 m über dem Grundwasserstand (= Neckarspiegel).



Abraum und verschwemmter Lehm.

Scharfe Grenze.

Gewöhnliche Neckarschotter mittlerer Grösse.

Zone besonders grosser Stücke, z. Th. leicht eisenfarbig.

Mittlere Gerölle, z. Th. grosse Rhätstücke und Weissjurabrocken. Seltener Lias α-Kalke. Viel sandiges Zwischenmaterial.

Lage gelblichen Sandes mit grösseren Quarzen.

Etwas gröberes Schottermaterial.

Grundwasser.

Der Aufschluss ist nicht sehr tief, da die Kiesgewinnung durch den Grundwasserstand stark beeinträchtigt wird. Die

Digitized by Google

Gerölle sind frisch. Zahlreich lassen sich Buntsandgeschiebe sammeln. Die Weissjura ε-Stücke sind gut erkennbar und häufig. Der obere Lehm ist verschwemmt und scharf von den Schottern abgegrenzt. Es ist zu erwähnen, dass die Aufschlüsse im Thalschutt von einem Punkt zum nächsten starke Abweichungen zeigen können. So ergiebt ein unweit obiger Stelle angelegter neuer Bruch eine viel grössere Mächtigkeit der mittleren Sandlage und viel reichlichere Geschiebe dunkler Liaskalke.

Profil II. Profil einer Kiesgrube im Schotter des Neckarthals von Neckarthailfingen. Höhe des oberen Randes ca. 7 m über dem Fluss. Stand des Profils vom 7. Mai 1903.

Das sandige Zwischenmaterial mit den vielen kantigen Quarzkörnern entstammt ausschliesslich dem Stubensand. Unter der Lupe zeigen sich alle Quarze kantig und scharf, also haben

0,50 m Humus.

1 m mittelgrober Neckarschotter mit Rhätstücken. Auch Buntsand und kleine gerollte Stücke von Liaskalk.

0,80 m „Sandlöss". Feiner Grus mit unzähligen, aber zerdrückten Schneckenschalen.

0,30 m Bank kleiner Gerölle. Fast nur Weissjura.

0,40 m „Sandlöss" wie oben.

0,80 m ziemlich grober Schotter.

0,30 m sandige Lage.

1 m + . . . grober Schotter mit besonders grossen Weissjurastücken. Dazwischen viel eisenschüssiger Sand.

sie keinen weiten Transport durchgemacht. Es handelt sich um Material aus der näheren Umgebung, und zwar dürfte ein grosser Theil des Sandes dem Neckar durch die Schönbuchbäche zugeführt sein. Das Materia laller dieser aus engen Keuperthälern kommenden Gewässer ist überreich an grobem Sand. Dieser

Digitized by Google

lagert sich im Neckarthal nach kurzem Transport ab, während das gleichfalls massenhaft transportirte thonige Material aus den Mergelschichten (braunrothe Trübung der Bäche des Keupergebiets bei Hochwasser!) weitergeführt wird. Eine ganz eigenartige Bildung ist die als „Sandlöss" bezeichnete Schicht. Vom eigentlichen, echten Löss ist sie sowohl bezüglich des Alters als auch ihrer Beschaffenheit vollkommen verschieden.

Was in erster Linie auffällt, ist der übergrosse Reichthum an zerdrückten Schneckenschalen, deren Splitter nach Tausenden zählen. Aber nie, auch beim Schlämmen nicht, will es gelingen, ein gut erhaltenes Exemplar zu finden. Dennoch lässt sich mit Sicherheit erkennen, dass es sich fast nur um kleine Arten von *Helix* handelt.

Eine mineralogische Behandlung und Bestimmung dieses Sandlösses ergiebt:

1. Einen verhältnissmässig hohen Thongehalt.
2. Das Fehlen groben Sandes. Das stärkste Korn ist meist 0,8—1 mm.
3. Der Kalkgehalt ist mehr als 30% (für Neckarsand ziemlich viel).

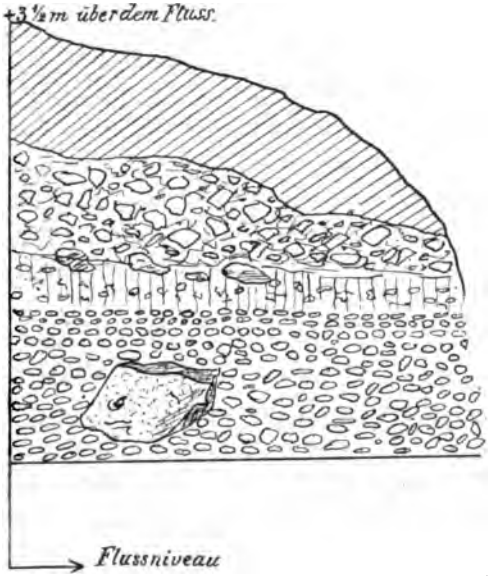
Der thonfreie, gesiebte Feinsand enthielt unter 145 g nur 53 g säurefeste Theile. Hiervon waren die meisten Stücke gut gerundete Quarzkörner. Die bei einer Trennung mit specifisch schwerer Lösung erhaltenen und u. d. M. bestimmten Schwermineralien weisen durch Granat, Zirkon, Turmalin, Rutil, Epidot und Staurolith auf Stubensandmaterial. Dagegen deutet das Mitvorkommen von Spinell auf Mitverarbeitung von Tuffmaterial, das vielleicht dem nicht allzu fernen Gang von der Burg Liebenau entstammt; denn der allerorts im Neckarsand mitunterlaufende Antheil von vulcanischem Material ist gerade hier ziemlich stark. Der Magnetitgehalt ist ziemlich gross, aber nicht grösser, als im groben Neckarschutt bei Mettingen oder Untertürkheim[1].

[1] Eine Untersuchung von Neckarsand aus der Esslinger Gegend führte bezüglich Mineralgehalt und Kalkreichthum zu ähnlichen Ergebnissen wie die oben genannten Neckarsandproben. Die facettirten Granaten waren aber dort etwas häufiger.

Digitized by Google

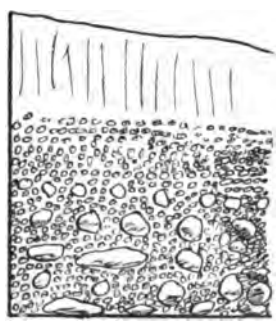
Profil III. Profil am linken Lauterufer bei Unterlenningen.

So wie hier zeigt sich in den engen Albthälern oft über dem gerollten Flusskies vom Abhang abgesunkener Schutt. Hier sind beide Lagen getrennt durch eine zähe, nasse Lehm-



masse, die reich ist an Wurzelresten etc. und noch viele Stückchen von Kalk eingebacken enthält. Mit Löss hat sie nichts zu schaffen.

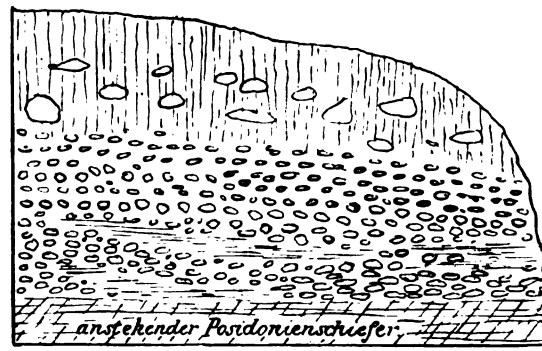
Profil IV. Kiesgrube im Ermsthal bei Riederich.



Digitized by Google

Profil V. Profil der Lindachniederterrasse zwischen Weilheim und Jesingen.

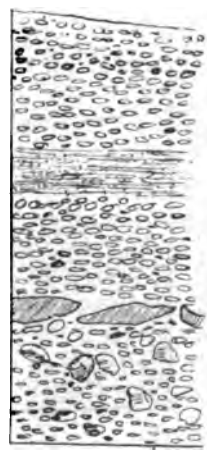
Der Schotter ist hier, wie häufig im Lindachthal, sehr stark eisenschüssig gefärbt. Das daraus abgesiebte Feinmaterial ergab sehr viel Magnetit, nach dessen Entfernung der Sand mit Säure behandelt wurde. Es entwich infolge



starken Kalkgehalts sehr viel Kohlensäure. Die HCl-Lösung war beinahe kaffeeschwarz, also eine hochconcentrirte $FeCl_2$-Lösung. Als Schwerbestandtheile ergaben sich namentlich Perowskit, Spinell, Rutil, Zirkon, Hornblende, Augit u. A. m.

Profil VI. Profil des Lauterschutts aus der Niederterrassenhöhe. SW. Kirchheim u. T.

Der Aufschluss liegt oberhalb Kirchheim zwischen der Staatsstrasse und dem Fluss. Das streifenweis stark eisenschüssige Material besteht aus Kalkgeröllen des Weissen und Braunen Jura, vereinzelt kommen auch dunkle Kalkstücke liassischer Herkunft vor. Makroskopisch war von Tuffmaterial nichts zu bemerken.



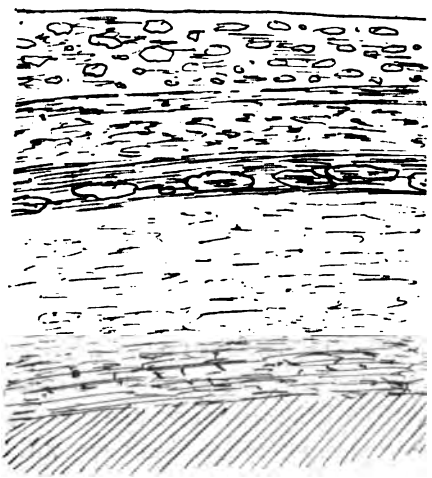
Die mineralogische Untersuchung ergab zunächst einigen, wenn auch geringen Magnetitgehalt. Ferner war der Gehalt an löslichen Eisen-

Digitized by Google

verbindungen überhaupt geringer als z. B. im Lindachthal. Zeigt das dortige Material bei der Königswasserbehandlung eine schwarze Färbung, so zeigt das Lautermaterial eine hellbraune (Kaffeefarbe — Theefarbe). Die Schwermineralien waren: Spinell, Rutil, Zirkon, Hornblende, Augit, Staurolith und Epidot.

Eine dem Sandband entnommene Probe ergab einen noch viel reichlicheren Gehalt an diesen vulcanischen Theilen. Der Kalkgehalt war geringer als im groben Schotter. Es wiederholt sich hier dieselbe Erscheinung, die schon bei Profil II von Neckarthailfingen bemerkbar war: das immer und überall in feinster Vertheilung mitgeführte Material aus dem vulcanischen Tuff lagert sich in reichlicherer Menge gerade an den Stellen, wo sich grössere Absätze von Sand und Detritus zusammenfinden.

Profil VII. Aufschluss bei Owen (13. Juli 1899).



Diluvialer Schutt, dem Thale zu anschwellend, der Teck zu reducirt.

Schutt mit viel Tuffbeimengung.

Harter brecciöser Tuff.

Weicher Tuff, rostig.

Harter vulc. Tuff mit kleinen Einschlüssen.

Geschichteter Tuff, im Contact hart gebrannt.

Basalt nicht mehr zugänglich, aber in Stücken umherliegend.

Am Abhange mehrere Gänge aufgeschlossen.

Die Mittelterrassen.

Das Studium der Mittelterrassen beginnt man am besten in der Gegend von Altenburg bei Kirchentellinsfurt. Unterhalb der Einmündung der Echatz in den Neckar verengt sich das Neckarthal. Links tritt ein bewaldeter Bergzug des Schönbuchs

Digitized by Google

heran, rechts die Höhe, welche das Dorf Kirchentellinsfurt trägt. Das Anstehende der steilen Thalhänge ist Stubensandstein. Sobald die Enge durchbrochen ist, erscheint am Abhang rechts des Thals in der Flur „Felbenäcker“ eine deutliche Terrasse in 333 m Höhe. Ihre Kante liegt 32 m über dem Neckar (△ 300,9). Hinter der Einmündung des Wieslesbaches, unterhalb des Dorfs Altenburg, gewinnt diese Terrasse ihre prächtigste Entwickelung. In einer Höhe von 31 m über dem Fluss begleitet ihre scharf geschnittene Kante die westliche Ausbiegung des Neckars, wobei ihre Fläche eine Breite von mehr als 400 m erreicht. Der Flurname dieser Fläche „kiesige Äcker“ rührt von den massenhaft auswitternden Geröllen her. Auf diesen Terrassenschottern bezw. auf dem sie überlagernden Löss steht das Dorf Oferdingen. Dann zieht sich die Terrasse in das Thal des Langwiesenbachs hinein; jenseits desselben sind ihre Schotter in mehreren Brüchen gut aufgeschlossen. Einer derselben zeigt eine dreifache Wechsellagerung von Schotter und Löss. Dann wendet sich die Terrasse gut ausgebildet gegen Mittelstadt hin, um sich jenseits dieses Dorfes in den Hölläckern zu verlieren. Dort tritt ein Steilhang mit anstehendem Stubensandstein dicht an den Neckar heran. Wer aber von Mittelstadt den Fussweg nach Neckartenzlingen benützt, welcher in ca. 30 m über dem Fluss am Abhang hinläuft, der findet in dieser Höhe ein den Felsen angelagertes Schotterband, das sich continuirlich verfolgen lässt, bis es zur wiederansetzenden Neckartenzlinger Mittelterrasse führt. Diese geht in guter Ausbildung vom Neckarthal hinter dem Dorf ins Ermsthal hinein und läuft als Ermsmittelterrasse bis gegen Bempflingen hin. Links vom Neckar ist die Mittelterrasse weniger gut entwickelt. Sie setzt gegenüber der Oferdinger Brücke ein. Im Pliezhauser Mühlrain lagert Löss noch direct über Stubensandstein. Dann hebt sich eine Schotterterrasse hervor, die sogleich sehr breit wird und die weite Fläche bildet, welche dem Dorf Pliezhausen vorgelagert ist und auch noch den unteren Theil dieses Dorfes trägt. Der Neckar wendet sich jetzt scharf nach Westen und hat am Wald bereits das Anstehende blossgelegt. Wer aber von Pliezhausen die Fahrstrasse nach Mittelstadt benützt, findet unweit km 16 in 323 m Höhe auswitternde

Digitized by Google

Weissjuragerölle. Unterhalb des Hofguts Hammetweil tritt die Terrasse wieder hervor, im Gewand Lindach, oberhalb Neckartenzlingen, erscheint sie in mehrere Stufen gegliedert, die zwischen 310 und 325 m Höhe liegen.

Bei Neckartenzlingen unterhalb der Ermsmündung wiederholen sich die Verhältnisse von Kirchentellinsfurt: wieder verengen steile, waldige Berge das Neckarthal, wieder ist deren Anstehendes der Stubensandstein; darauf kommt rechts in den Fuchsäckern bei 311 und unterhalb der Burg Liebenau bei 309 m die Terrasse zum Vorschein. Weiterhin tritt rechts die von Bempflingen kommende Bahnlinie ins Neckarthal ein und führt in der Höhe, in welcher die Mittelterrasse zu erwarten wäre, bis Nürtingen dem Thalhang entlang. Deshalb lässt sich hier die Terrasse nirgends mehr nachweisen, da sie durch Dämme und Einschnitte unkenntlich gemacht ist. Links findet sich von der Mittelterrasse nur eine schwache Andeutung am Gehänge des Galgenbergs. Erst gegen Nürtingen hin gewinnt sie mehr Ausdruck, und hier ist sie an einer Stelle gut erschlossen. Rechts folgt, diesem Aufschluss gegenüber, der grosse Lehmstich der Nürtinger Ziegelei, der in seinem unteren Theil Schotter und anstehenden Lias blossgelegt hat. Es folgt die Biegung des Neckarthals um den Steinenberg herum. Hier fehlt die Terrasse ganz, und nur spärlicher, verschwemmter Löss verdeckt das Anstehende. Oberhalb des Dorfes Unterensingen tritt wieder eine kleine Terrasse hervor, und gegenüber finden sich Spuren der Mittelterrasse über der Bahnlinie. Die Mittelterrasse zieht nun ins Thal des Marbachs hinein und erscheint nochmals über Oberboihingen. Weiterhin, Unterboihingen zu, ist ihre Lage durch massenhaft auswitternde Schotter gekennzeichnet (294 m ü. d. M.). In genau derselben Höhe tritt sie am Burgfeld bei Köngen auf. Hier ist sie so schön entwickelt, dass man sogar an die Vorkommen der Oferdinger Gegend erinnert wird. Unterhalb Unterboihingen lässt sich durch die fortlaufende Zone des auswitternden Schotters die Neckarmittelterrasse an die Lautermittelterrasse anschliessen. Letztmals, aber nur andeutungsweise, tritt die Neckarmittelterrasse in der Gegend von Pfauhausen auf. Nachher verflacht sich das Gelände gleichmässig gegen das Filsthal hin. Links ist die Terrasse an der Metten-

Digitized by Google

halde in Spuren zu erkennen, und zwar bis an den Wald des Plochinger Kopfs.

Im Ermsthal lässt sich die Ermsmittelterrasse weit hinauf verfolgen, von Neckartenzlingen bis gegen Metzingen und Neuhausen. Ihre relative Höhe nimmt flussaufwärts ab; bei Neckartenzlingen liegt sie 30 m, bei Metzingen 18—20 m über der Erms. Ähnliches sieht man auch im Lauterthal. Hier verläuft bei Wendlingen in 31 m, bei Kirchheim in 20—23 m, bei Dettingen 18 m über der Lauter eine schön ausgebildete Mittelterrasse, die sich weit ins Lenninger Thal hinauf verfolgen lässt und zuletzt bei Oberlenningen noch in 8—12 m über dem Fluss auftritt.

Auffallend ist im ganzen Gebiet die einheitliche Entwickelung dieser Terrasse, die sich sowohl von den unteren als von den oberen Schotterterrassen sehr leicht trennen lässt. Sie ist überall gleichmässig entwickelt und meist als einzige Terrassenfläche ausgebildet. Eine Ausnahme macht nur eine Stelle bei Neckartenzlingen (Lindachhalde). Dort gliedert sie sich local in mehrere treppenförmige Absätze. Mit den tieferen Schottern tritt sie nur in der Kirchheimer Bucht in Beziehung, namentlich im Gelände zwischen Lauter und Lindach. Da gehen auf dem flachen Landrücken die auswitternden Schotter vom Thal zur Anhöhe gleichmässig fort, obgleich die allmählich von mächtigem, nach oben zu von lössartigem Lehm eingedeckte Schottermasse ihrer Höhenlage nach zur Mittelterrasse gehört, während die tieferen Gerölle zum dj der Karte zählen. Es scheint also ein continuirlicher Zusammenhang des Materials vorzuliegen, aber dennoch lässt sich auch hier erkennen, dass die Mittelterrasse etwas hervortritt und dass ein Gegensatz zwischen oben und unten besteht.

Zwischen den Schottern der Mittelterrasse und denen der oberen Höhenstufe ist nur eine einzige vermittelnde Bildung zu sehen: die Schotter der Burg Liebenau bei Neckarthailfingen. Die Erhaltung dieses Schotterrelicts ist durch locale Umstände leicht erklärlich. Dasselbe geht im Alter der Mittelterrasse wenig voran, obgleich es sich gegen den überlagernden Löss scharf abgrenzt.

Die Berechtigung, diesen ganzen Zug von Mittelterrassen einheitlich zu fassen, ergiebt sich

Digitized by Google

1. aus dem continuirlichen Zusammenhang,
2. aus den nahen Beziehungen zu Löss und Lehm.

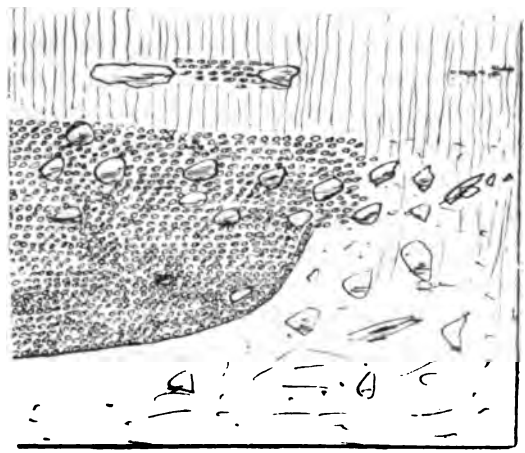
Das Gefäll der Mittelterrasse ist im Neckarthal gleich dem Gefäll des heutigen Flusses, in den Seitenthälern fällt der Fluss stärker als die Terrasse.

Die besten Aufschlüsse in den Mittelterrassenschottern liegen zwischen Altenburg und Neckartenzlingen im Neckarthal. Für die Lautermittelterrasse sind Steinbrüche der Öthlinger Gegend (namentlich der an der Mündung des Duppiggrabens) zu nennen. Die Altenburger Gegend hat als Anstehendes den Stubensand, der vielfach ausgebeutet wird. Ihm aufgelagert erscheinen die bald mehr, bald weniger mächtigen Schotterlagen (1—3 m). Zuweilen, namentlich in der Oferdinger Gegend, zeigt sich über dem Liegenden zunächst eine mächtige, fest zusammengebackene Geröllbank, über ihr Löss, dann wieder Geröll; an einer Stelle wiederholt sich die Wechsellagerung mehrfach, so dass vom Liegenden der Gerölle bis zum obersten Geröllstreifen 5 m Höhendifferenz ist. Hierüber lagert dann intacter rothbrauner Löss. Der Nürtinger Aufschluss auf der linken Seite des Thales (Profil XII) zeigt als tiefste Schicht Rhätsandstein, darüber Liaskalk, weiterhin Liasletten, dann eine Lage gut gerollter, mittelgrosser Neckargeschiebe in dichter Packung. Dazwischen grosse gerundete Rhätsandsteine. Hierüber folgt Löss, der nach oben hin verlehmt und zuletzt mit grossen, kantengerundeten Rhätbrocken angereichert ist. Noch interessantere Verhältnisse ergab die Nürtinger Ziegelei. Hier zeigten sich als Anstehendes Lettenschichten des Lias α. Darüber eine Lage von Gehängelehm mit viel Schutt und dann scharf abgegrenzt die Schotterlage. Der Schuttlehm des Untergrundes enthielt viele kantige Rhätstücke, während die Gerölle nur wohlgerundetes Material aufwiesen. Die Grenze beider Lagen ist sehr scharf. Man sieht, die Gehängebildung stellte das Ufer vor, an und über das die Gerölle gelagert wurden (s. Profil VIII). Weiter nach oben verschwindet die scharfe Grenze: die groben Rhätsande treten in die Schotter ein; sie sind aus dem Gehänge ausgewaschen und in die Schotter aufgenommen worden. Hier zeigen sie sich erst kantengerundet, weiter innen oft ganz gerundet. Ein einziger, riesengrosser, aber völlig gerundeter

Digitized by Google

Rhätblock findet sich an der Schotter-Lehmgrenze. Es folgen nun eigenartige Wechselbeziehungen zwischen Schotter und Lösslehm. Schotterstreifen ziehen in den Lösslehm herein, und wo in diesem (der eine Gehängebildung ist) grosse Blöcke eingebettet sind, da zeigen sich, gewissermaassen im Schatten derselben, längere oder kürzere Gerölllagen (vergl. Profile XVII —XX). Nach oben hin ist alles von Löss eingedeckt, der der Oberfläche zu wieder verlehmt ist. Man sieht also, dass hier die Bildung des unten liegenden, schuttreichen Gehängelehms gleichzeitig mit der Anlagerung der Gerölle erfolgte (Übernahme der Rhätbrocken aus dem Lehm in die Schotter). Weiterhin

Profil VIII.



Gehängeschutt—Löss—Lösslehm—Schotter. Nürtinger Ziegelei.

geht dieser Gehängelehm nach oben allmählich in echten Löss über, und die Lössmasse greift nach mehrfachen Wechsellagerungen mit Geröllen endgültig und mächtig über alles hinweg. Auf diesen eigenartigen Aufschluss muss nachher bei Besprechung des Lösses nochmals verwiesen werden.

Für die Höhenlage der Mittelterrasse giebt es keine absolut genaue, auf den Meter präcise Bestimmung, da die Terrassenfläche der Schotterlage noch von Löss bezw. Lehm eingedeckt ist, so dass die absolute und messbare Höhenlage der im Gelände sichtbaren Terrasse eigentlich gleich der Höhe der Schotterlage + Mächtigkeit des überlagernden Lösses ist. Dies ergiebt zwar nirgends wesentliche Differenzen, welche

Digitized by Google

die Gleichsetzung des einzelnen Vorkommen beeinträchtigen können, immerhin sei daran erinnert. Denn auch der Löss ist nicht überall gleich mächtig entwickelt (meist 5—7 m), und ausserdem lässt sich an manchen Punkten, wo die Terrassenentwickelung eine mangelhafte ist, zwar die Höhenlage der Gerölle, nicht aber die der Lössoberfläche genau feststellen.

Der Erhaltungszustand der Mittelterrassenschotter ist meist ein guter. Wo die Schotter tief unter Löss eingebettet sind, können sie so regelmässig gelagert und so gut erhalten sein, wie die Schotter des Thalschutts. Wo der Löss abgeschwemmt ist, da sind die Schotter öfters oberflächlich corrodirt. Hier finden sich zuweilen auch Concretionen kleinster Gerölle, die durch kalkiges Bindemittel verbunden sind. An einer Stelle bei Köngen ist die Geröllmasse der Mittelterrasse zu einem Conglomerat verkittet. Sie lagert hier über unterem Lias α, also in einem Horizont, in dem sich kalkreiche Wasseradern oft vorfinden. (Vergl. die Verkalkung der Klüfte im darunter liegenden Rhätsandstein bei Pfrondorf und Nürtingen.) Das Köngener Vorkommen erinnert an das festverbackene Conglomerat von Cannstatt, nur dass der dort hinzukommende Eisengehalt der Köngener Bildung fehlt.

Was die Grösse der Geschiebe betrifft, so fällt sowohl bei den Schottern der mittleren als bei denen der oberen Höhenstufe auf, dass sehr grosse Blöcke zwischen mittelgrossen und kleinen Geröllen unregelmässig verstreut liegen. Bei den hohen Schottern handelt es sich dabei meist um Weissjura, bei den Mittelterrassenschottern häufiger um grosse Rhätsandsteine. Es sei bemerkt, dass diese Geschiebe grösser sind, als sie der heutige Neckar irgendwo führt. Meist sind sie gut abgerundet, häufig auch nur kantengerundet. Es liegt sehr nahe, hier an hereingeschleppte, noch wenig mitgenommene Stücke aus dem damaligen Gehängeschutt zu denken, um so mehr, als die uns in Form von Terrassen erhaltenen Reste einer alten Geröllmasse gerade die direct am Thalrand gelegenen Theile derselben vorstellen. Aber auffallend ist, dass diese Rhätstücke auch in solchen Gegenden vorkommen, wo das Anstehende Lias ist: also Material älterer Schichten über anstehenden jüngeren. Hieraus folgt, dass man doch an weiteren Transport denken muss; da aber der heutige

Digitized by Google

Fluss so schwach ist, dass er diesen Transport nicht bewirken könnte, legt sich der Gedanke an Mitwirkung von Eis nahe. Indessen darf nicht vergessen werden, dass der Neckar zur Diluvialzeit periodenweise grössere Wassermassen und während der flussaufwärts fortschreitenden Ausarbeitung der Terrassen auch stellenweise grösseres Gefäll hatte. Also war er damals zeitweise vielleicht transportkräftig genug. Es sei hier wieder an das Vorkommen ausnehmend grosser Gerölle im Liegenden des Thalschutts erinnert. Diese Erklärung ist auch wahrscheinlicher als eine andere, wonach die fraglichen Stücke von nicht weit entfernten Gehängen herstammen, wo etwa durch Verwerfung der Rhätsandstein höher gelegen sein könnte, als ein wenig flussabwärts der Lias. An einer Stelle unweit Nürtingen trifft dies allerdings zu; aber hier handelt sich's nur um locale Verhältnisse, aus denen ein allgemein gültiger Schluss über eine so weit verbreitete Erscheinung nicht gezogen werden kann.

Die Zahl der Mittelterrassenvorkommen ist vielleicht eine noch grössere, als Eingangs angegeben wurde. Die Erwähnung der anderen, eventuell noch in Betracht kommenden Stellen unterblieb, weil dort fraglich war, ob die Terrasse durch die Schotter selbst gebildet war, oder ob besonders harte, anstehende Schichten die Ausbildung der terrassenförmigen Absätze bedingten und diese dann Gerölle auf sich behielten. Denn wenn man (davon später!) annimmt, dass es sich auch bei den Schottern höherer Lagen um Reste alter Auffüllungen handelt, so mussten die wieder erosionskräftig werdenden Flüsse sich rasch ihre alten Thäler freilegen und ausräumen. Dabei traten dann derartige, von harten Gesteinsschichten gebildete Terrassen bald hervor und sie entzogen rasch sich und die auf ihnen noch liegenden Gerölle der directen Erosion des Flusses, der sich tiefer und tiefer in die in der Thalmitte noch lagernden Schotter eingrub. Indessen darf man hier nicht zu sehr verallgemeinern und etwa die ganze Mittelterrasse anzweifeln, denn

1. verläuft die Mittelterrasse, unbekümmert um die Schichtenverhältnisse des Anstehenden überall in gleicher relativer Höhe.
2. lagern die Schotter der Mittelterrasse oft auch auf weichen, wenig widerstandsfähigen Schichten.

Digitized by Google

Profile zur Mittelterrasse.

Profil IX.

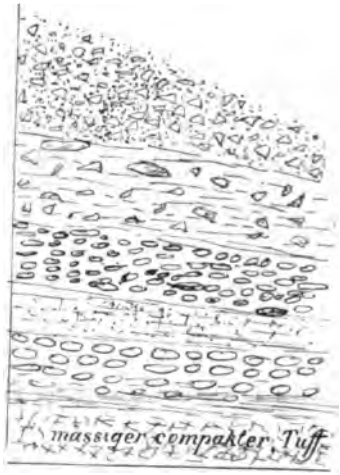
Gehängeschutt 80 cm bis 1 m.

Verrutschte Masse mit kantigen Stücken 40 cm.

30 cm gut gerollter Schotter, vereinzelte grosse flache Stücke.

Sandiger Süsswassertuff.

Grössere, dicht gepackte Gerölle, nach unten Uebergang in normalen Süsswasserkalk.



Oberlenningen. 10 m über der Lauter.

Der kantige Schutt oben enthält doch auch einzelne gerundete Stücke. Vielleicht ist auch er durch Wasser hertransportirt und stammt aus einem kleinen Seitenthal. Die flach gelegten, echten Gerölle aber sind normales Lautergeröll, das aus dem oberen Lauterthal stammt.

Profil X.

Lehm.

Weissjuraschotter mit Concretionen.

Kalk mit Gryphaeen.

Liasletten, schieferartig.

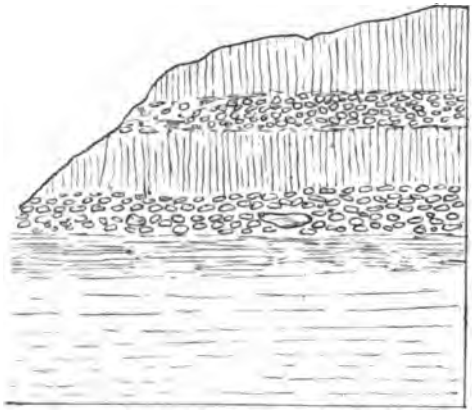
Kalkbank.

Harter, massiger Lias α-Kalk.

Profil unweit des Duppiggrabens.

Digitized by Google

Profil XI.



Lösslehm, feurig gelb gefärbt.

Ermsgerölle 18 m über dem Fluss.

Löss wie oben.

Ermsgerölle 16 m über dem Fluss.

Besonders harte Bank Stubensandstein.

Anstehender Stubensand. Weiche Lagen, nach unten hin härtere Bänke.

Profil im Ermsgebiet, rechts des Flusses. Oberhalb Neckartenzlingen.

Der durch feurig-gelbe Farbe auffallende Löss ist, wo er in Lehm verwandelt ist, dunkler, aber noch nicht recht braun verfärbt. Beim Schlämmen zeigt er sich reich an organischen Theilen, enthält sehr viel Thon und einzelne grössere Quarze. Der Kalkgehalt ist nicht gross. Lösskindl fehlen fast ganz. Die Schwermineralien des Lösses sind genau die des anstehenden Stubensands. Die in der THOULET'schen Lösung schwimmenden Quarze sind kantig. Dieser Löss bezw. Lösslehm ist also reines Schwemmproduct des in nächster Nähe anstehenden verwitternden Stubensands. Eine hier entnommene Probe des Stubensands, die zur Vergleichung untersucht wurde, enthielt die schon erwähnten mikroskopisch kleinen Steinkerne von Foraminiferen.

Bemerkung zu Profil XII. Durch das Anstehende geht die Keuper-Liasgrenze. Bonebed fehlt absolut. Kalkhaltige Gewässer, die aus dem überlagernden Lias α kommen, haben die Rhätsandklüfte mit Calcit übersintert. Der Löss wurde petrographisch untersucht. Er ist kalkreich, seine Quarze sind kantig, auffallend ist der hier geradezu enorme Gehalt an Zirkonen, die oft wunderbare Krystallformen zeigen. Nebenher fanden sich noch von wichtigeren Mineralien: Hornblende (gewöhnliche) und Glaukophan, Staurolith, Epidot, Turmalin.

Digitized by Google

Profil XII.

Löss mit scheibenförmigen Rhätstücken.

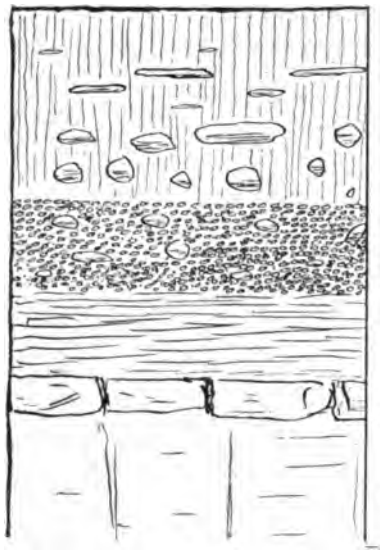
Löss, nach unten zu angereichert mit theils gerundeten, theils nur kantengerundeten Rhätsandsteinstücken.

Mittelgrober, gut gerundeter Neckarschotter in dichter Packung mit grossen, abgerundeten Rhätstücken.

Liasletten.

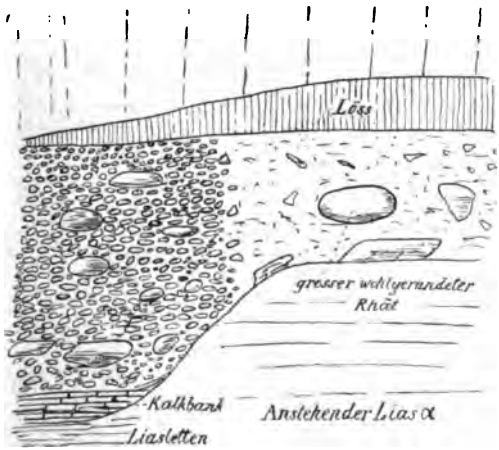
Kalkbank.

Rhätsand mit verkalkten Klüften.



Profil am linken Thalhang bei Nürtingen.

Profil XIII.



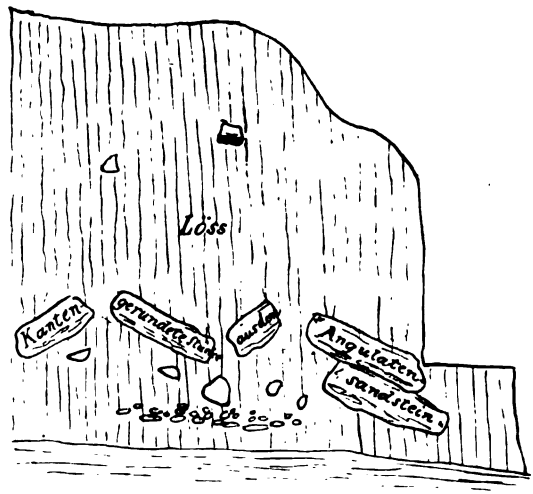
Nürtinger Ziegelei.

Der Neckarschotter besteht grösstentheils aus Weissjura, nebenher sieht man Buntsand, Muschelkalk, Stubensand und sehr viel Rhät. In dem Lehm, der allmählich in die Schotter

Digitized by Google

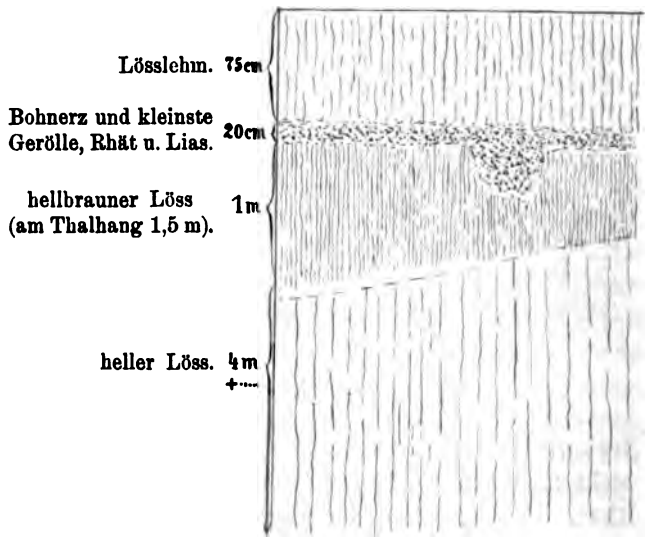
überleitet, stecken viele eckige und kantengerundete Rhätstücke, aber das Anstehende ist Lias α. An der Schotterlehmgrenze lagert ganz besonders grober Schotter.

Profil XIV.



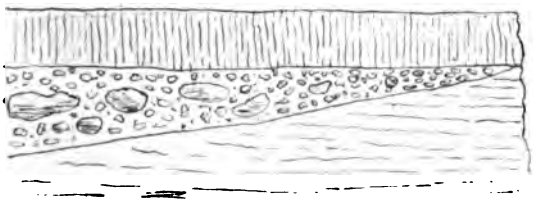
Nürtinger Ziegelei.

Profil XV.



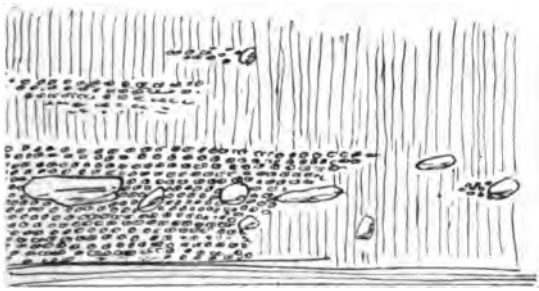
Digitized by Google

Profil XVI.



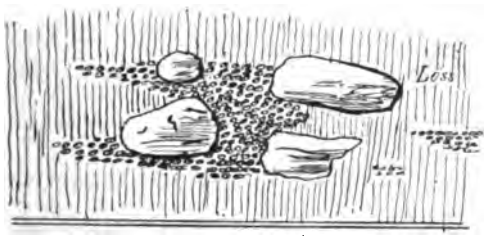
Lösswand in der Nürtinger Ziegelei. Profil am rechten Thalhang.

Profil XVII.



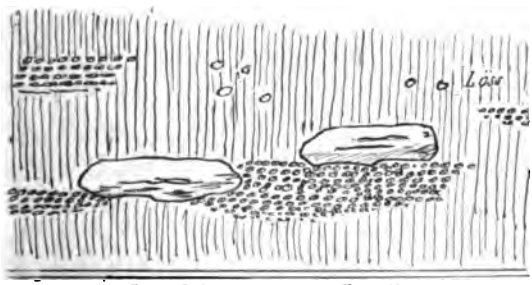
Anstehender Lias *α*.
Lehm-Schotterverschränkung. Nürtinger Ziegelei.

Profil XVIII.



Löss-Schottergrenze, Details.

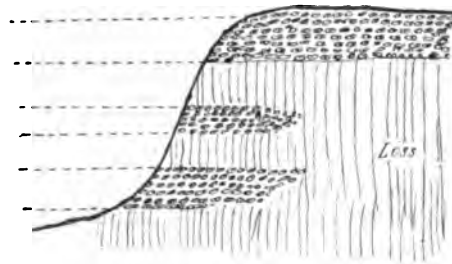
Profil XIX.



Löss-Schottergrenze, Details.

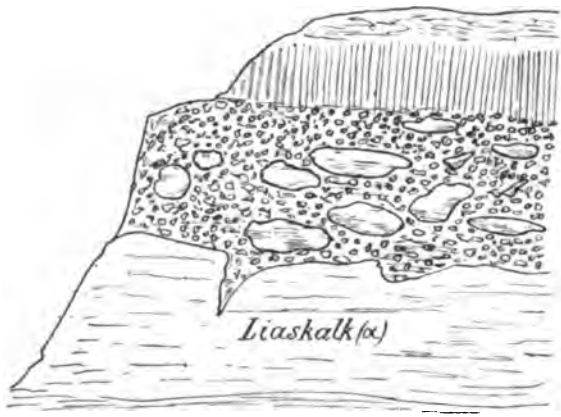
Digitized by Google

Profil XX.



Nürtinger Ziegelei. Details. Lehm-Schotter.

Profil XXI.



Köngen. Schotter der Mittelterrasse local zu einem Conglomerat verbacken.

Schotter der oberen Höhenstufe.

Diese finden sich in bester Entwickelung auf dem Hochplateau, das sich bei Kirchentellinsfurt zwischen Echatz- und Neckarthal hereinschiebt. Stoller hat die dortigen Verhältnisse eingehend besprochen und erwähnt die östlichen, beim Kirchhof auswitternden Schotter, deren scharfkantige Beschaffenheit er hervorhebt. Er bringt sie in Beziehung zu den beim Schulhaus liegenden Geröllen und erklärt die Schotter der östlichen Lagen für die Moräne eines von der Alb herkommenden Gletschers. Die Gerölle fasst er auf als hier ansetzendes Fluvioglacial. Nun zeigte im Herbst 1903 ein ca. 40 Schritt ostnordostwärts vom Friedhof gegrabener Brunnen folgendes Profil:

Digitized by Google

2 m	Gelber zäher Lehm mit regellos eingebackenen Weissjurastücken. Diese sind durchweg scharfkantig, einzelne scheinen stark verwittert, manche der Oberfläche nahe liegenden zeigen leichte Kritzen.
4 m	Lösslehm mit vereinzelten eingearbeiteten, meist gerundeten Weissjurastücken.
2,5 m	Dicht gepackte, tadellos gerundete Weissjuragerölle. Viel ε!
0,5 m	Verschwemmtes, sandiges Material. (Angulatensand?) Auch hierin vereinzelte Weissjuragerölle eingeschafft.
	Anstehendes.

An der obersten, 2 m mächtigen Lage lassen sich die Beobachtungen wiederholen, die Stoller gemacht hat. Namentlich dem ist unbedingt zuzustimmen, dass es sich hier ausschliesslich um Weissjuraschotter handelt, dass viele Stücke stark verwittert sind und dass der Lehm als Verwitterungsproduct aus den Juramassen entstanden ist. Wenn Stoller mehrfach leichte Kritzen zu entdecken glaubt, so ist zu bemerken, dass es leicht ist, selbst in einiger Tiefe ähnliche, z. Th. noch stärker geschrammte Geschiebe zu finden. Dies lässt sich aber auch auf andere Art erklären. Wenn Stoller diese Kritzen mit als Beweis für glacialen Transport auffassen will, so liegt hier ein Widerspruch: Wenn er einzelne Stücke als „stark verwittert“ und den Lehm als „Verwitterungsproduct der Juragesteine“ bezeichnet, so kann man sich schwer vorstellen, dass neben diesen stark corrodirten Stücken im Verwitterungslehm solche Geschiebe stecken, welche sogar ihre Gletscherschrammen bewahrt haben. Denn Gletscherschrammen und Kritze sind das, was beim Verwitterungsvorgang zuerst verschwindet. Dass Stoller diese Geröllablagerung und Verwitterungsvorgänge als älter angesehen und eine erst nachträgliche, glaciale Aufarbeitung angenommen hätte, geht aus seiner Darstellung nicht hervor. Die zu unterst liegende Geröllmasse war damals dort nicht sichtbar, denn er erwähnt sie nicht.

Die im oberen Lehm eingebackenen Schotter sind identisch mit dem Material der unten liegenden Geröllmasse. Diese

Digitized by Google

liegt echatzaufwärts immer höher — Degerschlacht zu gehen die auswitternden Schotter bis zu 390 m! — und von solchen Punkten her ist das ausgewitterte Material gekommen. Für eine Auffassung dieser Schotter als Moräne lässt sich kein Beweis erbringen. Gegen den Scheitel der Hochfläche hin verschwinden die Schotter, und damit steht das Profil ganz im Einklang, das STOLLER von der Abzweigungsstelle des Sickenhauser Wegs giebt. (Fehlen der Gerölle!) Geht man aber auf der leicht einfallenden Fläche weiter nach Westen, so erscheinen wieder massenhaft Gerölle. Sie ziehen sich vom Westend der Häuserreihe über die Dornäcker zur sogen. Schelmenklinge, hier bilden sie bei 360 m Höhe zu beiden Seiten schöne Schotterterrassen, die den oberen Rand der Klinge umziehen. Am Ostrand sind die an die Terrassenkante anstossenden Äcker mit Weissjurastücken so dicht übersät, wie man es sonst nur auf der Hochalb sieht. Die Geröllage selbst zeigt sich in einem Stubensandsteinbruch weiter ostwärts schön aufgeschlossen (362 m ü. d. M., 60 m ü. d. Neckar!). Sie wird hier von Lösslehm eingedeckt, der aber von den Schottern deutlich getrennt bleibt. Die dicht gepackten, kleinen Gerölle sind untermischt mit grossen Weissjurageschieben. Ausserdem findet sich auch Rhät dazwischen. Hier handelt es sich also um echte Neckarschotter. Altenburg zu hören diese Schotter auf, da die Gerölllage stärker einfällt als die fast ebene Hochfläche. Aber dem Thal zu finden sich im Wald einzelne auswitternde Weissjurageröllе. Dann wird das Gehänge steiler, und man sieht nur mehr den anstehenden Stubensand. Aber bald sinkt, vor Altenburg, die Hochfläche wieder stärker, und alsbald stösst man auch auf den ausstreichenden Geröllhorizont, der hier an der Madenburg bei 354 m liegt. Das Liegende der Schotter ist bei 354 m in einem Steinbruch an den Maden eben noch erschlossen. (Vergl. hier STOLLER.)

Die „Schotter der Madenburg" sind also in continuirlichem Zusammenhang mit den Kirchentellinsfurter Schottern. Auf der beschriebenen Strecke Dornäcker–Madenburg fällt der Schotterhorizont bei einer Distanz von 1,2 km um 6 m (360 — 354). Der heutige Fluss hat ein schwächeres Gefäll auf der entsprechenden Strecke, nämlich 3—4 m (△ 304,4 — 300,9).

Digitized by Google

Nach dem Gesagten handelt es sich bei Kirchentellinsfurt im Osten um reine Weissjuragerölle, die bis zu grosser Höhe hinaufgehen (390 m). Ihre Geröllmasse liegt nahe dem Kirchhof bei 370 m, dem Scheitel des Höhenzugs zu fehlen sie. Etwas tiefer (362 m) sind die nordwestlich gelegenen Neckarschotter, die sich bis gegen Altenburg fortlaufend verfolgen lassen.

Am einfachsten erklärt sich die Sache so, dass man die östlich gelegenen, reinen Weissjuragerölle als normale Echatzschotter auffasst und die Verhältnisse als den heutigen analog betrachtet. Genau wie jetzt brachte auch damals die Echatz ihr Material von Osten und genau wie jetzt floss drüben der Neckar; nur dass das Niveau beider Flüsse in grösserer Höhe lag. Dass das Niveau der Echatz in einiger Entfernung vor ihrer Ausmündung höher liegen musste als das des Neckars unterhalb der Vereinigungsstelle, versteht sich von selbst. So erklärt sich die Höhendifferenz der Echatzgerölle am Friedhof (370 m) gegenüber den Neckargeröllen im Steinbruch. (Differenz = 8 m.)

Es sei angefügt, dass man bei der Verlängerung der Linie Steinbruch—Friedhof im Neckar- bezw. Echatzthal auf die Vermessungspunkte △ 302,0 bezw. △ 316,11 kommt. Die entsprechende Differenz ist also heute 14 m und nicht bloss 8 m.

Bemerkenswerth ist ferner der hier vorkommende Lösslehm. Er erscheint im angegebenen Profil mit Weissjurageschieben durchsetzt. Mit Recht bemerkt Stoller: „Seine Lagerung, Structur und Zusammensetzung lassen ihn als fluviatile Bildung erkennen.“ Ob er aber das „Aequivalent dieser Schotter“ ist, erscheint sehr fraglich. Denn westwärts wird er durch eine recht deutliche Grenze von den Schottern getrennt. Der Umstand, dass er oben oft mit Weissjurastücken angereichert ist, legt nahe, dass es sich hier um eine — im Vergleich zu den Schottern jüngere — Gehängebildung handelt, in die das Material der ostwärts immer höher liegenden (390 m!) Schotter bald massenweise (Geröllagen im Profil vom Schulhaus), bald in einzelnen Stücken eingeschafft wurde. Auch das stellenweise Abnehmen bezw. Auskeilen der Geröllage ist vielleicht durch die Erosion verursacht worden, als sich in späterer Zeit dieser Gehängelöss durch Zusammenschwemmung bildete.

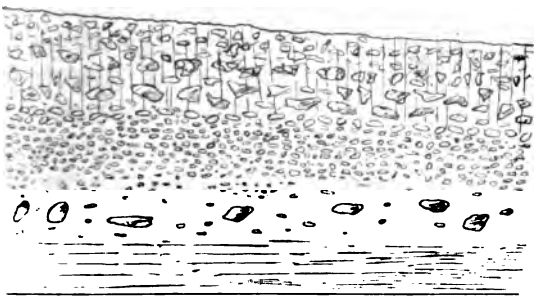
Digitized by Google

Das Kirchentellinsfurter Vorkommen ist eines der schönsten, weil hier die Schotter sich weithin verfolgen lassen, sehr mächtig und oft gut aufgeschlossen sind. Weiter flussabwärts finden sich noch oft hohe Schotter, aber bis Neckarthailfingen immer nur rechts vom Neckarthal. Links fehlen sie völlig. Bemerkenswerth ist zunächst, dass die hohen Schotter von Altenburg bis gegen Sickenhausen hin sich verfolgen lassen und links und rechts des Seitenthals schwache Terrassenansätze bilden, die in der Höhe ungefähr mit dem Vorkommen von der Madenburg stimmen. Es scheint, dass die Gerölllage als continuirliche Fläche sich auf dem Hochplateau Kirchentellinsfurt—Altenburg übers Anstehende legt und ebenso continuirlich vom Lösslehm eingedeckt ist. Wo aber der Abhang des Wieslesbachthales den Geröllhorizont schneidet, da sieht man die Schotter auswittern oder findet kleine Terrassen. Aber gegenüber auf der Höhe hinter Altenburg—Oferdingen gehen versprengte Weissjuragerölle bis 390 m. Die letzteren haben mit den Kirchentellinsfurter Hochschottern des Neckars nichts zu thun. Diese finden ihre Fortsetzung in dem bei 350—360 m Höhe über Mittelstadt liegenden Geröllen und ziehen im Gebiet der kleinen Terrassenstufen gegen den Hartwald hin.

Die hohen Schotter des hier herankommenden Ermsthals verdienen besondere Beachtung. Sie setzen unweit der Alb ein mit dem merkwürdigen Schottervorkommen vom Wippberg. Geht man von Metzingen rechts der Reutlinger Staatsstrasse querfeldein, so befindet man sich auf anstehendem Posidonienschiefer, welcher der Stadt zu von Ermsgeröllen der Mittelterrassenhöhe überlagert ist. Diese Gerölle werden jenseits des Bachs, gegen den Wippberg, seltener. Steigt man hier bergan, so beginnen oberhalb der Rommelsbacher Strasse bei 385 m sehr reichliche, aber immer scharfkantige Geschiebe von Weissjura. Aber auch auf zahlreiche Stücke von Braunjura γ und vereinzelte Geschiebe von Süsswasserkalk stösst man. Manche Äcker sind so dicht mit Weissjurastücken übersät, wie Äcker der Hochalb. Die Schotter reichen bis 418 m hinauf, liegen auch an der Nordseite und gehen hier noch etwas in den Wald hinein. Ein auf der Südseite gegrabener kleiner Schacht gab folgendes Profil:

Digitized by Google

Profil XXII.



50 cm zäher Lehm mit scharfkantigen Weissjurastücken.
40 cm zäher Lehm mit mehr gerundeten Weissjurastücken.
1 m heller Lehm mit vielen, gut. Geröllen v. Weissjura.
30 cm Verwitterungsmasse des Anstehenden mit Stückchen von Untergrund.
Anstehendes.

Der Merkwürdigkeit wegen sei erwähnt, dass hier wie an anderen Stellen (Kirchentellinsfurt, Oferdinger Mittelterrasse u. A. m.), wo halbverwitterte Weissjurastücke herumliegen, diese eine weniger widerstandsfähige Oberfläche haben. Daher findet man nach dem Pflügen der Äcker solche Stücke massenhaft gekritzt. Die im Boden steckenden behalten diese Schrammen oft längere Zeit.

Was am Wippberg auffällt, ist

1. dass auf dem weit vom Albabfall liegenden, isolirten Höhenzug, dessen höchstes Anstehendes Braun α ist, Weissjuramaterial lagert,
2. die scharfkantige Beschaffenheit der Schotter und deren unregelmässige Packung in der oberen Lage,
3. die örtliche Beschränktheit des Vorkommens.

Eine Erklärung, die sich zunächst bietet, ist zwar bestechend, aber unhaltbar. Man sieht nämlich, wenn man auf dem Wippberg steht, rings umher eine Menge vulcanischer Punkte und ist versucht, deshalb anzunehmen, dass hier ein verborgener Tuffgang anstehe, von dem Weissjura auswittere. Aber dem widerspricht schon die Bodenfarbe. Eine petrographische Untersuchung des Wippberglehms zeigte einen sehr geringen Gehalt an Schwermineralien. Wäre ein vulcanischer Gang hier, so hätte dieser Lehm mindestens das Zwanzigfache an Schwertheilen enthalten müssen. Aber unter diesen fanden sich thatsächlich vulcanische Theilchen, jedoch nur solche, welche jede beliebige Probe vom Ermsschotter auch zeigt. Ja, der heutige Ermsschotter ist daran noch viel reicher. Jedenfalls liefert die petrographische Untersuchung

Digitized by Google

den Beweis, dass das Wippbergmaterial aus dem Ermsthal stammt. Es fragt sich nur, wie es hertransportirt wurde.

Zunächst fällt bei dem gegebenen Profil die Analogie mit den Kirchentellinsfurter Verhältnissen auf, und das führt zu folgender Erklärung: Am Wippberg lagert in grosser Höhe ein Schotterrest sehr alter Ermsgerölle. Sie sind meist gut gerundet. Von dieser Gerölllage wittern Stücke aus, die zerbrechen und deren scharfkantige, zernagte Reste, in einen Juraverwitterungslehm eingebacken, den Abhang hinunterziehen. Je weiter der Oberfläche zu dieses verwitterte Material liegt, um so scharfkantiger ist es; ja, die tiefer im Boden steckenden Stücke sind weniger mitgenommen und theilweise noch gut gerundet. Die Wippbergschotter liegen im Maximum 85—88 m über der Erms (418 im Vergleich zur Mitte der Strecke △ 325 und △ 338). Links der Erms ziehen spurenweise Vorkommen von hohen Schottern über Bempflingen hin, und oberhalb Neckartenzlingen sieht man kleine Terrassen, die bis 370 bis 380 m hinaufreichen. Hier beginnt schon Neckarmaterial, aber dieses Vorkommen ist sicher älter als die Gerölllage von Kirchentellinsfurt, deren Gefäll (362 — 354 — 353) beweist, dass sie hier nicht mehr so hoch sein könnte.

Links des Neckars zeigen sich von Neckarthailfingen an in nämlicher Höhe (370) die Weissjuraschotter des Galgenbergs. Man findet hier z. Th. recht grosse Stücke. Rechts vom Thal ist das Schottervorkommen von Burg Liebenau-Altdorf mit 333 m Höhe zu erwähnen. Dasselbe ist aber jedenfalls mit keiner der vorgenannten hohen Schotterlagen identisch, aber seiner Höhenlage nach gehört es auch nicht mehr zur Mittelterrasse. Wahrscheinlich handelt es sich hier um einen Schotterrest, der dadurch erhalten blieb, dass ein Schuttkegel des Authmutbachs den Neckarlauf nach Norden gegen den Abhang des Galgenberges drängte. Die ganze Thalform spricht dafür. (Scharfe Ausarbeitung des Gehängs im Westen!) Auf dem Galgenberg fehlen zur Zeit Aufschlüsse, aber die Schotter, welche auswittern, geben die gesuchte Höhenlage ungefähr an. Sie beträgt bei Neckarthailfingen 370 m, bis Nürtingen sinkt sie auf 360 m. Die rechte Thalseite zeigt vor Raidwangen und hinter dem Reuthof reichliche Gerölle bei 340 m. Hinter Nürtingen, Reudern zu, gehen

Digitized by Google

versprengte Schotter bis zu 350 m hinauf, während sehr reiche, dichte Schotterlagen auf den Höhen rechts der Bahnstrecke Nürtingen—Unterboihingen bei ca. 335 m Höhe liegen. Diese ziehen sich auch fort über den kleineren Thälern hin (Marbachthal, Thalbachthal), die rechts vom Albvorland kommen. Hier sieht man auf den flachen Höhen kleine Terrassen aufgesetzt, auf deren Fläche die Schotter dicht beisammen liegen. Überm Marbachthal ist ihre Höhe 332 m. Der Einschnitt des Fahrwegs, der vom Tachenhauser Hof herabführt, legt bei 329 m eine Gerölllage bloss, und bis zum Lauterthal hin ziehen sich in ungefähr derselben Höhe reichliche Schotter, die leicht zu verfolgen sind und ausser Rhät und Stubensand auch viel Muschelkalk und Buntsandstein führen. Es sind also ganz typische Neckarschotter. Gegenüber finden sie sich in entsprechender Höhe auf dem Hochplateau über Unterensingen. Hier muss man ferner die sporadischen Schottervorkommen auf der Filderabdachung erwähnen, z. B. das im Gewand Hattenmauern, rechts vom Kerschthal.

Man sieht, dass die hohen Schotter im Gegensatz zu den Schottern der Mittelterrasse keine einheitliche Bildung sind. Es handelt sich hier um verschiedenartig entwickelte, verschieden hohe und deshalb auch verschieden alte Bildungen. Leider fehlen Fossilien völlig und auch die Aufschlüsse lassen Manches zu wünschen übrig. Wer ganz sicher gehen will, lässt jedes Vorkommen für sich gelten. Aber immerhin legt die Vergleichung der Höhenlage eine Zusammenordnung nahe, welche die Mehrzahl der hohen Schotter der Kirchheimer Gegend in zwei, allerdings dem Alter nach ziemlich auseinanderliegende Kategorien bringt.

Zur älteren, am höchsten liegenden Stufe gehören dann die Vorkommen von den Höhen von Oferdingen-Rommelsbach, vom Berg über Mittelstadt, vom Neckartenzlinger Hartwald, vom Neckarthailfinger Galgenberg, vom Gelände zwischen Nürtingen und Reudern, und endlich der grösste Theil der auf der Ostfläche der Filder liegenden Schotterreste. Die meisten dieser Vorkommen sind nur durch auswitternde Schotter gekennzeichnet.

Zur jüngeren Stufe wären zu rechnen: die Schotter des Kirchentellinsfurter Hochplateaus (Echatz- und Neckarschotter),

Digitized by Google

die niedrigeren Hochschotter über Altenburg—Oferdingen—Mittelstadt, die Schotter auf der Höhe rechts der Bahn Neckarthailfingen—Nürtingen, die schönen Vorkommen auf der Höhenstufe 330—335 zwischen Nürtingen und Oberboihingen, die Gerölllagen der Gegend des Tachenhauser Hofs.

Da der Zusammenhang mit den Neckartenzlinger Vorkommen fehlt, lässt sich nicht sagen, in welche der genannten Reihen der Höhenschotter vom Wippberg einzurechnen ist.

Manche Orte, an denen spärliche Schotter auswittern, sind nicht genannt, weil es dort nicht gewiss war, ob es sich um sichere, alte Schotter handelt, denn

1. können solche vereinzelten Weissjurageschiebe den überall zahlreichen, vulcanischen Gängen entstammen;
2. wurden sie vielleicht von Menschen verschleppt. In der Nürtinger Gegend sind z. B. alle wichtigeren Feldwege bis in grosse Höhen mit Neckarkies beschottert.

Merkwürdige, kopfgrosse Weissjurakugeln, die am Gehänge zwischen Unterboihingen und Lindorf auswittern, dürften auch zerstörten alten Hochschottern entstammen.

Der Erhaltungszustand der Höhenschotter ist meist ein weniger guter und frischer als der der Mittelterrassenschotter.

Die Schotter der Thalsohle und der niedersten Terrassen sind jedenfalls als Material einer diluvialen Aufschüttung zu betrachten, und sicher hat das Thal schon Ausgangs der Diluvialzeit seine heutige, bezw. eine noch grössere Tiefe gehabt. Es fragt sich nun, ob auch die Schotter der mittleren und hohen Terrassen Reste alter Auffüllungen sind, oder ob sie die Höhenlage des Flusses vor Bildung der jetzigen Thäler angeben, wonach sich also der Fluss seit ihrer Ablagerung um die vorhin genannten Höhendifferenzen (30—88 m) ins Anstehende sein Thal gegraben hätte. Mit anderen Worten: Ob unsere Thäler schon in früher Diluvialzeit völlig vorhanden oder ob sie nur erst angedeutet waren (die hohen Schotter begleiten ja die Thäler!) und ihre Austiefung zur Diluvialzeit vor sich ging.

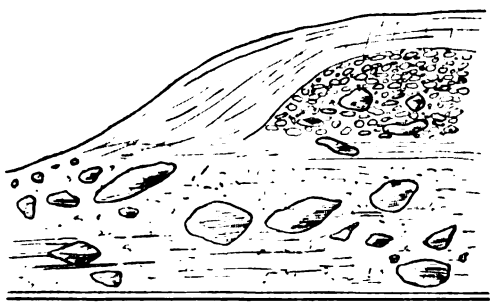
Für die erste Ansicht — Vorherbestehen und Auffüllung der Thäler — spricht Folgendes:

Digitized by Google

1. Die den Abhängen angelagerten Schotterterrassen wären das Erste, was bei starker Erosion abgeschwemmt würde. Denn die Thalbildung geht nicht nur in die Tiefe, sondern das Thal wird gleichzeitig auch verbreitert. Im Muschelkalk z. B. wäre es denkbar, dass oben Terrassen und Ebenen erhalten bleiben, während sich unten der Fluss eine Schlucht ausnagt. Aber im Kirchheimer Gebiet handelt es sich um die weichen Schichten des Keupers und unteren Lias und um breite, offene Thäler. Hier gilt das oben Gesagte ganz zweifellos.
2. Beim Donauthal ist bewiesen, dass es schon zur Diluvialzeit seine jetzige Tiefe hatte (Moränenmaterial in den tiefen Thalfelsen bei Zwiefaltendorf).
3. Schon in den höchsten Schottern findet sich Buntsandstein. Die Thalbildung des Neckars hat aber erst zuletzt den anstehenden Buntsandstein erreicht und angegriffen.
4. Im Alpenvorland bieten die fluvioglacialen Bildungen grossartige Beispiele ähnlicher Aufschüttungen.
5. Die Erosion des Flusses darf nicht sehr hoch eingeschätzt werden, denn seit Ende der Diluvialzeit ist er nicht einmal mit den Schottern des Thalgrunds fertig geworden, obgleich er hier Material hat, das schon aus Geröllen besteht und folglich leicht zu transportiren ist.

Profile aus der Zone der hohen Schotter.

Profil XXIII.



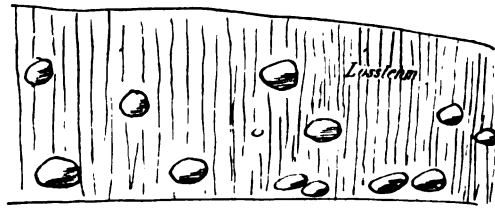
Schottervorkommen oberhalb des Thalbachthals. 317 m über dem Meer. 55 m über dem Neckar.

Digitized by Google

Profil XXIV.

Hochgelegenes Conglomerat. Oberboihingen. 312 m über dem Meer. 55 m über dem Neckar.

Profil XXV.



Profil in den Äckern rechts des Fahrwegs Lindorf—Tachenhäuser Hof. Im Lösslehm Hornstein und Weissjurakugeln, die Kopfgrösse erreichen können.

Die Beziehungen der diluvialen Schotter zu Verwerfungen in der Kirchheimer Gegend.

(Vergl. Taf. VI, Profil 9, 10 und 11.)

Die Schotter der niedersten Terrassenstufe machen bei Plochingen eine kleinere Verwerfung im Lias α deutlich mit. Bei den Bahnbauten in der Nähe von Oberboihingen notirte Fraas ein Profil mit einer Verwerfung, in welche Schotter eingearbeitet waren. Branco erwähnt aus unserer Gegend mehrere Beispiele von Niveauveränderungen in neuerer Zeit. Diesen sei hinzugefügt, dass man vor 20 Jahren vom Köngener Burgfeld aus den Tachenhauser Hof fast gar nicht sah. Vor 10 Jahren wurden die Dächer sichtbar; jetzt sieht man die

Digitized by Google

Gebäude fast in ganzer Höhe. Bei Plochingen trat im Flussbett des Neckars in den letzten zwei Jahren eine Kalkbank des Lias α hervor. Jetzt ist sie sehr deutlich zu sehen und bildet eine starke Stromschnelle.

Ihr Auftreten wird aber wohl so zu erklären sein, dass der thalabwärts regulirte Fluss ein etwas verstärktes Gefäll bekommen und die Schotter des Flussbetts schneller abtransportirt hat.

Es muss in der ganzen Gegend aber im Auge behalten werden, dass unsere Diluvialbildungen in directer Abhängigkeit vom Anstehenden sich befinden. Kleine Unregelmässigkeiten in der Mächtigkeit, unerwartete Schotterreste an manchen Punkten sind am wahrscheinlichsten durch locale Ursachen zu erklären. In weiten Flächen, wie im Rheinthal oder Alpenvorland oder Norddeutschland, wo die Diluvialgebilde mächtig entwickelt sind, wird die Diluvialgeologie selbständiger, und aus der Lagerung der Diluvialmassen lassen sich Schlüsse von weittragender Bedeutung ableiten.

So darf man z. B. im Rheinthal das streckenweise Verschwinden und Wiedereinsetzen des sogen. Hochgestades sicher mit tektonischen Bewegungen in Beziehung bringen. In unserer Gegend aber hängt das streckenweise Fehlen und Wiedereinsetzen der Terrassen von der Beschaffenheit des Geländes und den hierdurch bedingten Erosionsverhältnissen ab.

Löss und Lehm

haben im ganzen Gebiet eine sehr grosse Verbreitung gefunden, wie schon der erste Blick auf die geologische Karte zeigt. Zunächst möge hier der Löss und Lehm der Hochalb ausser Betracht bleiben. Die eigenartigen Verhältnisse der dortigen Lehmablagerungen und deren enge Beziehungen zu den anderen Diluvialgebilden der Hochalb machen eine eigene Besprechung derselben nothwendig.

Im Albvorland sind weite Flächen von einer mächtigen Lehmdecke überzogen, die das Anstehende völlig verbirgt. Die gewaltigste Mächtigkeit erreicht das „dl“ der Karte aber an den Thalhängen, besonders im Neckarthal. Hier finden wir auch den besten, rein echten Löss. Die schönsten Lössprofile sind die

Digitized by Google

schon bei der Mittelterrasse genannten Aufschlüsse der Strecke Altenburg—Neckartenzlingen. Hier handelt es sich meist um Stubensandbrüche, welche über dem anstehenden Sandfelsen die Mittelterrassenschotter zeigen und diese in Wechsellagerung — oft in mehreren Lagen — mit Löss und Lehm. Dies ergiebt zugleich einen Hinweis auf das Alter von Löss und Lehm. Um die Altersbeziehungen des Lösses der Kirchheimer Gegend zu den diluvialen Schotterterrassen festzustellen, benützt man am besten das Profil, das die Nürtinger Ziegelei geboten hat. Hier zeigt sich zunächst, dass die Löss- und Lehmbildung am Gehänge schon begonnen hatte, als der Fluss die Mittelterrasse aufschüttete. Ein mit Gehängelehm bedeckter Hang stellt das alte Ufer vor, an das der immer höher aufschüttende Fluss seine Schotter lagerte. Daher gehen auch die grossen Geschiebe aus dem mit ihnen angereicherten Gehängelehm in die Schotter über. Dann griff gelegentlich die Lössbildung über die Schotter hinweg. Aber Überschwemmungen warfen wieder Gerölle darüber her. Die mehrfachen, wechselnden Lagen von Schottern und Löss geben uns einen Einblick in die Verhältnisse dieses Zeitabschnitts, in welchem sich die Lössbildung und die Schotterauffüllung um den Thalboden stritten. Schliesslich hört die Schotteraufschüttung auf, und über die hochgelegte Geröllebene breitet sich der gleichmässige, feinkörnige Löss her. Ist das Alter des Lösses in Beziehung auf die anderen Diluvialgebilde des Albvorlands somit sichergestellt und bestätigt sich die im Nürtinger Profil gewonnene Überzeugung in allen grösseren Aufschlüssen der Gegend, so erhebt sich eine zweite, gleich wichtige Frage. Ist unser Löss eine äolische Bildung oder eine durch Zusammenschwemmung entstandene Masse? Haben wir in den Profilen der Kirchheimer Gegend eine Unterscheidung zu machen zwischen älterem und jüngerem Löss? Am besten geht man hier aus von den Aufschlüssen der Pliezhauser Gegend. In allen diesen Lehmstichen und Brüchen findet man den Löss unten mit Material vom Anstehenden angereichert.

Dasselbe betont Koken in seiner grundlegenden Arbeit über „Löss und Lehm in Schwaben“ von den Lössen im unteren Neckargebiet. Auch der schon erwähnte Löss des Kirchentellinsfurter Hochplateaus hat stellenweise Material

Digitized by Google

der ihn unterlagernden Höhenschotter in sich aufgenommen (vergl. Koken: „Auch der alte Höhenschotter kann als Basis auftreten und ist dann ähnlich verarbeitet.“ Löss und Lehm, p. 162). Namentlich wichtig ist auch hiefür die Nürtinger Ziegelei, die einen continuirlichen Übergang vom unten liegenden Gehängeschuttlehm in echten Löss verfolgen lässt. Dies spricht dafür, den Löss selbst auch als Schwemmbildung aufzufassen. Es sei ferner an die Gründe erinnert, mit denen Koken die fluviatile Entstehung der Lösse im Unterland beweist, z. B. dass die Erhaltung grosser Knochen bei äolischer Entstehung des Lösses schwer denkbar ist, da der zu Tag liegende Theil durch die Staubwinde zerstört würde (cf. Mammuthfunde in der Kirchheimer Ziegelei).

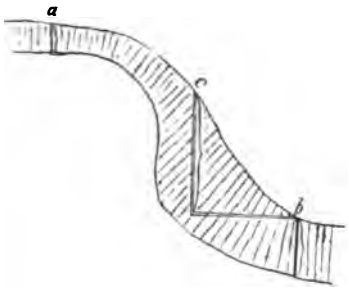
Ähnliches wie in der Nürtinger Ziegelei, war auch beim Bau des Durchstichs der Bahnstrecke Nürtingen—Unterboihingen zu sehen. Unweit Nürtingen zeigte sich Löss über Liasthon, bildete hier aber nur einen schon mehrfach abgetragenen Mantel. Hier fehlte Kies. Östlich lag über Psilonotenkalk erst Kies, über diesem Löss. Unter den Geröllen (kein Buntsand, viel Lias und Marmor) fanden sich auch zahlreiche, ganz scharfkantige Schollen. Nach Norden zu wurde Löss bis dicht an die Strasse abgestochen. Hier lagen einzelne Geschiebe in ihm, aber in hohen Lagen ohne Regelmässigkeit. Bei Unterboihingen ist das Liegende des Lösses eine in Lehm eingebettete Geschiebelage mit viel Buntsand, Muschelkalk und Keuper (vergl. Taf. VI).

Bisher war immer nur von den Lössvorkommen am Thalgehäng die Rede. Es ist aber sicher, das auch die als „dl“-Decklehm kartirten, weite Flächen überziehenden Massen grossentheils, namentlich in der Tiefe, aus echtem Löss bestehen. Diese Bildungen stehen zudem mit den Anfangs besprochenen Lössen des Neckarthals etc. in fortlaufender Verbindung, und zwar schwillt die Mächtigkeit der Lössmasse den Abhängen zu stark an. Diese Erscheinung lässt sich ähnlich auch bei der Lagerung des Lösses der Randecker Plateaumulde beobachten. Die auf der Höhe dünne Lehmschicht erreicht an den Hängen der dortigen Dolinen eine enorme Mächtigkeit. Ganz analog ist das Verhältniss zwischen dem Löss der Hochfläche des Galgenbergs und des Nürtinger

Digitized by Google

Thalhangs. Dies tritt besonders stark hervor, weil ein am Gehänge erschlossener Lehmstich immer eine grössere Mächtigkeit der Lössmasse vortäuscht, so dass der schon an sich bedeutende Unterschied in der Mächtigkeit ganz enorm vergrössert erscheint. Im gezeichneten schematischen Profil ist

Profil XXVI.



a) Mächtigkeit des Lösses der Hochfläche,
b) wirkliche Mächtigkeit des Lösses am Abhang,
c) scheinbare Mächtigkeit des des Lösses am Abhang.

Die Lagerung des Lösses zeigt noch etwas Auffälliges. Er meidet die Südwesthänge und ist am mächtigsten auf den Nordosthängen. Wo aber das Thal westöstlich läuft, kann er auf beiden Seiten auftreten, je nachdem es die localen Erosionsverhältnisse erlauben.

Eine Ausnahme hiervon macht nur das isolirte Lössvorkommen von Plochingen, oberhalb der Kirche. Diese Lössinsel liegt merkwürdigerweise an der exponirtesten Stelle des Hügels und dazu noch direct an der Prallstelle des von Südwesten kommenden Neckarthals.

Die hier über die Lagerungsweisen des Lösses gemachten Angaben sprechen weder direct für die äolische noch entschieden für die fluviatile Entstehung des Lösses. Denn wer äolische Entstehung annimmt, erklärt die Lössbedeckung der Osthänge und die Entblössung der Westhänge dadurch, dass er sagt, die feinen Staubmassen und Sandtheilchen haben sich im Windschatten niedergesetzt und angehäuft. Wer aber für die Annahme fluviatiler Entstehung eintritt, erklärt die Lagerungsweise dadurch, dass die Westseite die Angriffsseite der atmosphärischen Niederschläge und zugleich die Seite intensivster Sonnenbestrahlung (Nachmittagssonne) ist. Um für die Lösse der Kirchheimer Gegend zu einem sicheren Urtheil zu gelangen, bleibt nur eine Möglichkeit, nämlich die genaue petrographische Untersuchung aller einzelnen Lössvorkommen. So wird es möglich, die Zusammensetzung derselben und damit ihre Beziehungen zum anstehenden Gestein

Digitized by Google

zu ermitteln, und zugleich erlaubt die Beschaffenheit der einzelnen Mineralien (der Grad ihrer Abrollung, Vorhandensein oder Fehlen einer Schliffoberfläche) Schlüsse auf die Art des durchgemachten Transports.

Die Lösse der Pliezhauser Gegend zeigen zunächst alle den für Löss charakteristischen Kalkgehalt, mit Salzsäure brausen sie stark. Ihr Korn ist in den oberen Lagen sehr fein, in den tieferen Lagen kommen gröbere Quarze, die um so mehr zunehmen, je stärker der Löss mit Material des unten anstehenden Stubensands angereichert ist. Die Farbe ist eine braune, oft braunrothe; immer lässt sich ein Anklang an die Farbe der am Gehänge ausstreichenden *Zanclodon*-Letten nachweisen. Die Schwermineralien sind die des Stubensands. Chemisch bemerkenswerth ist der starke Eisengehalt, der zum grossen Theil von den zahlreichen Magnetiten herrührt. Der Löss der Neckartenzlinger Gegend zeigt im Gegensatz zu den Pliezhauser Lössen eine feuriggelbe Farbe. Bei der Untersuchung erweist er sich als etwas ärmer an Eisen und viel reicher an Thon. Die Körner von Quarz sind in ihm viel reicher und grösser als in den bisher genannten Lössen, aber gemeinsam mit diesen hat er die Schwermineralien des Stubensands. Daher ist das Bild unter dem Mikroskop ähnlich dem der anderen Lösse und damit auch dem der Neckarschotter und des Stubensandsteins selbst (verg. Taf. VII). Eine andere Zusammensetzung hat der Löss der Nürtinger Gegend. Die hier genommenen Proben ergaben abweichende Resultate. Der Thongehalt war gross, ebenso der Kalkgehalt, aber die Korngrösse viel geringer und die säurefesten Schwerantheile ergaben einen ganz unerhörten Reichthum an Zirkonen. Daneben fanden sich Glaukophane, gewöhnliche Hornblenden, Turmaline, Rutile, Nigrine, ganz spärlich Spinelle, Augite, dagegen zahlreiche Granaten. An der Zusammensetzung des Nürtinger Lösses sind also viele Gesteine betheiligt, auch vulcanisches Material steckt mit darin. Der Zirkonreichthum dürfte dem Rhätsand zu verdanken sein. Die Granaten etc. deuten wieder auf Stubensand, dessen Material überall mitunterläuft und auch aus den hohen Neckarschottern entnommen sein kann. Die Lehme der Kirchheimer Bucht zeigten sich sehr kalkreich

Digitized by Google

und wiesen, ähnlich den dortigen Flussschottern, viele vulcanische Antheile auf.

Also auch sie stehen in unmittelbarer Abhängigkeit vom Anstehenden. Die Lössvorkommen der Wendlingen—Plochinger Gegend zeigten das gleiche Bild wie die Pliezhauser Proben; besonders auffallend war aber hier, dass von den zahlreichen Zirkonen die eine Hälfte stark gerundet, die andere scharfkantig und krystallin war. Der dunkle Lösslehm der „Lössinsel" über Plochingen erwies sich als aus dem anstehenden Buchstein hervorgegangene Bildung. Er zeigte ganz scharfkantige Quarze. Die Mineralstückchen sind nie alle gerundet, eine Schlifffläche ist bei keinem der Lössmineralien des Neckargebiets wahrzunehmen. Das Material des Lösses ist in der ganzen Gegend meist den Triasgesteinen entnommen; näher der Alb zu, über Lias als Anstehendem, wird der Gehalt an Kalk sehr gross, ebenso nimmt der Gehalt an vulcanischen Theilchen zu, wenn man sich der Gegend der dicht geschaarten Tuffgänge nähert. Bei Nürtingen macht sich der Rhät bemerklich, dessen reiches Zirkonmaterial dort besonders deutlich eintritt und das auch weiterhin in der Zusammensetzung der säurefesten Schwertheile eine Rolle spielt. Zusammenfassend lässt sich das Resultat der petrographischen Untersuchung folgendermaassen feststellen:

1. Der Löss ist in Farbe, Kalkreichthum und Eisengehalt wechselnd je nach dem Verhalten des Anstehenden.
2. Seine Mineralien sind meist gut erhalten und theilweis noch krystallographisch umgrenzt. Nie zeigen sie eine Schlifffläche.
3. Die Schwermineralien des Lösses sind immer die des Anstehenden oder in der Nähe ausstreichender Schichten.

Also ist das Material des Lösses der Kirchheimer Gegend nicht auf äolischem Weg hergeführt worden, sondern die wesentliche Ursache der Lössbildung ist Zusammenschwemmung.

Die Gründe, die bezüglich der Kirchheimer Gegend zu diesem Schlusse zwingen, sind:

1. Der petrographische Befund.
2. Dass der Löss immer mit einer lehmigen Schuttmasse beginnt, die nach oben zu in echten Löss übergeht.

Digitized by Google

3. Dass in neuerer Zeit verlagerter Löss, der nur durch Wasserspülung in seine jetzige Lage gekommen ist, genau so aussieht, wie primär gelagerter Löss.
4. Dass die im Löss steckenden Geschiebe nie Windschliff, oft aber Abrundung durch Wassertransport zeigen.

Fossilien sind im Kirchheimer Löss selten. Bei Nürtingen dagegen liessen sich *Helix hispida, Pupa muscorum* und *Succinea oblonga* nachweisen. Die Aufschlüsse der Kirchheimer Ziegelei haben Reste von *Elephas primigenius* geliefert.

Nicht weit vom besprochenen Gebiet aber liegt ein guter Fundplatz in der Tübinger Gegend (Käsbachthal). Hier hat Koken interessante Funde gemacht und Thiere der Steppenfauna nachgewiesen. Diese liegen aber in einer Lössmasse, die sicher durch Zusammenschwemmung entstand. Also ist die Gleichzeitigkeit der Steppenfauna bezw. des norddeutschen äolischen Lösses und der fluviatilen Lössbildung unserer Gegend bewiesen. Mit der Erklärung, dass unser Löss das Product einer Zusammenspülung von Verwitterungsmaterial ist, wird auch leicht begreiflich, warum in keinem der Lössprofile zwischen Tübingen und Plochingen eine Theilung in älteren Löss und jüngeren Löss möglich ist. Es finden sich die Lagerungsarten

1. { Lehm / Löss
2. { Lehm / Löss / Gehängelehm
3. { Löss / Lehm

In den aufgezählten Profilen war aber nie die Reihenfolge

{ Lehm / Löss / Lehm / Löss

zu finden.

Wo Löss von Lehm unterlagert ist, scheint immer ein continuirlicher Zusammenhang bestanden zu haben. Es scheint, als ob immer die Bildung des unteren Lehms — der stets mit Schutt angereichert ist — der Beginn der Lössbildung war. Eine scharfe Grenze war nie vorhanden, und sicher ist der untere Lehm nie Löss gewesen, also kein verlehmter älterer Löss.

Dagegen kommt eine schärfere Grenze gegen den oberen Lehm vor. Aber auch ihr darf wohl keine grosse Bedeutung

Digitized by Google

zugewiesen werden. Der obere Lehm ist Lösslehm, d. h. ein Löss, der durch chemische Umsetzungen (Entkalkung, Höheroxydirung der Eisenverbindungen) dunkler gefärbt und in Lehm verwandelt worden ist.

Es verdient Erwähnung, dass man die Lehmbildung und Umlagerung noch heute beobachten kann. Unablässig wandert der Löss von Berg zu Thal, bald in feinster Vertheilung, bald in grossen Massen (Kirchentellinsfurt, Plochinger Kopf).

An mächtigen Lehmgehängen sieht man oft, wenn sie mit Wald bestockt sind, die Baumstämme leicht nach dem Thal hin ausbiegen und sich dann erst nach oben zurückwenden. Durch das fortwährende, ganz allmähliche Gleiten wurde der Baum aus der senkrechten Richtung gebracht, die er nun zurückzugewinnen sucht. Aber auch eine äolische Bildung ist noch jetzt zu beobachten. Wer nach langer Trockenheit durch die Ebene des Unterlands geht, kann bei heftigen Stürmen grosse, braungelbe Wolken von feinem Staub in der Höhe hinziehen sehen. 1901 ging eine Notiz durch die Blätter, dass eine solche Staubwolke aus dem Vorland ins Remsthal getrieben wurde und bis Schorndorf vorrückte. Von ferne soll sie einer dichten graubraunen Wand geglichen haben.

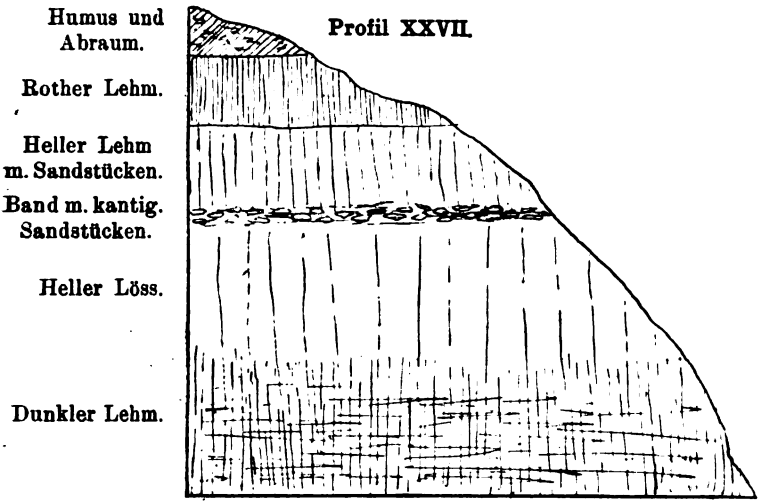
Eine eigentliche Steppenzeit gab es in unserer Gegend nicht. Wohl ist bei Tübingen das Eindringen einer Steppenfauna bewiesen; aber es sind nicht ausschliesslich Steppenbewohner, die sich finden. Zudem liegen diese Reste in sicher fluviatilem Löss. Zur Ausbildung des Steppencharakters fehlten in unserem hügeligen, von zwei höheren Gebirgen (Schwarzwald und Alb) umgrenzten Gebiet die nöthigen Vorbedingungen, die in der norddeutschen Tiefebene, in Oberschwaben und auch im Rheinthal vorhanden waren: weite ebene Flächen, über die der Wind ungehemmt wegfegen und starke Wucht entfalten konnte. Auch lieferten die dort liegenden Sande und Thone des alten Moränenbodens (bezw. im Rheinthal die Flussgeschiebe) den Staubstürmen feines, leichtes Material in Menge, das dann, je nach dem Grad der Feinheit mehr oder weniger weit weggetragen wurde und als äolischer Löss zur Ablagerung kam.

Der typische Löss meidet das der Alb unmittelbar vor-

Digitized by Google

gelagerte Gelände; er findet sich dagegen auf der Hochalb wieder vor.

Schliesslich sei auf das merkwürdige Lössvorkommen des Plochinger Kirchenbergs hingewiesen, der nachstehendes Profil zeigte. Ob und in welchem Zusammenhang dieser Löss mit



Schottern steht, war nicht zu ermitteln, da aber die Bahnhoferweiterungen grosse Abgrabungen an den betreffenden Stellen nöthig macht, kann man wohl in wenigen Jahren gute Aufschlüsse erwarten. Ebenso interessant wäre die Aufklärung der Beziehungen der beiden jetzt sichtbaren Profile. Vielleicht lässt sich hier eine weitere Eintheilung durchführen.

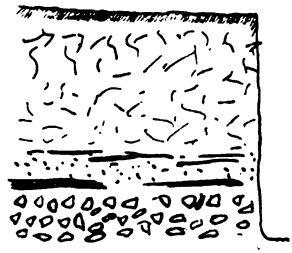
Die Kalktuffe der Albthäler

sind auch grossentheils diluvial. Denn

1. finden sich Stücke dieser Kalktuffe in den alten hochgelegenen Schottern von Kirchentellinsfurt und vom Wippberg.
2. Greift die durchlaufende Mittelterrasse im Lenninger Thal über sie hinweg.
3. Fand sich zwischen tiefstem Schutt und überlagerndem Kalktuff bei Oberlenningen eine Lage von Torf mit Binsen, Eibenholz und echtem Fichtenholz. Diese Torfmasse ist wohl als diluvial aufzufassen.

Digitized by Google

Profil XXVIII.



3 m Kalktuff.

0,75 m kalkige Mergel mit Torf.

Eckiger kantiger Schutt.

Allerdings geht die Absetzung des Kalktuffs auch heute reichlich und rasch weiter. Aber die tieferen älteren Lagen der Kalktuffe sind doch sicher diluvial.

„dz" Verschleppter Gehängeschutt.

Die Karte verzeichnet vielfach „dz", verschleppten Gehängeschutt. Dies ist ein dehnbarer Begriff; denn schliesslich sind auch alle Schotter von den kantigen, frischen bis zu den echten Geröllen nur „verschleppter Gehängeschutt". Man wird diesen Begriff am besten so beschränken, dass man nur kantige, unregelmässig gepackte Geschiebe darunter versteht. Allerdings muss zugleich eine weitere Verschleppung stattgefunden haben, sei es durch Wasser oder durch Eis; denn soweit die Gesteinstrümmer durch ihre eigene Schwerkraft heruntergerutscht sind, wird nur von Z, Schuttfuss der Alb gesprochen. Aber in der Kirchheimer Gegend, speciell bei Dettingen u. T. lassen sich keine scharfen Grenzen zwischen Schuttfuss der Alb, verschlepptem Gehängeschutt und Mittelterrassenschotter ziehen. Z, dz und dg gehen allmählich in einander über. Geht man von der Teck, an deren Fuss alle Schuttmassen kantig sind, gegen Nabern zu, so sieht man die Geschiebe immer mehr gerundet auftreten. Schon vor Nabern findet man sie in einer Kiesgrube völlig gerundet und in normaler, dachziegelartiger Lage so schön regelmässig gepackt wie den Flusskies im Lauterthal.

Weiter gegen Kirchheim zu lagert sich mächtig und immer mächtiger der Verwitterungslehm darüber. Es sind hier ganz eigenthümliche Verhältnisse. Die Schotter des Thalschuttes sind sehr mächtig, und noch in sehr grosser Tiefe

Digitized by Google

unter dem heutigen Flussniveau lagern Schotter und ist das Anstehende nicht erreicht. In dem flachen Gelände zwischen Lauter und Lindach, dessen obere Lagen die Höhe der Mittelterrasse zeigen (die links der Lauter oberhalb Kirchheim scharf markirt ist), ist ein continuirlicher Zusammenhang der Schotter von dj—dg vorhanden; die localen Verhältnisse haben hier ein Verschwimmen der sonst so scharfen Unterschiede von Älterem und Jüngerem bedingt; die schwachen, eben fliessenden Bäche haben durch ihre Erosion nicht einmal das erreicht, dass auch nur an einer einzigen Stelle das Anstehende zwischen Mittelterrasse und Thalschutt sichtbar geworden wäre. Zudem ist der Lehm, der in der Nähe der Alb einfacher Verwitterungslehm scheint, Kirchheim zu allmählich in echten Lösslehm übergeht, überall verschwemmt, von oben bis unten. Die Schottermassen der Mittelterrasse waren hier in solcher Mächtigkeit abgelagert, dass die im Thalkessel erosionsschwachen Flüsse sie in der Zeit zwischen Accumulation der Mittelterrassen und Accumulation der niedersten Terrassen nicht abtragen konnten, und so hat die Auffüllmasse der späteren Zeit sich direct mit den noch vorhandenen, wenig erodirten alten Schottern zusammengelagert. Es wäre noch eine Möglichkeit der Erklärung vorhanden: Wenn man in den niedersten Terrassen und dem Thalschutt nicht, wie Eingangs gesagt, das Material einer Auffüllung für sich sehen will, sondern sie auffasst als noch nicht erodirten Rest der Mittelterrassenaufschüttung. Das Auftreten einer Terrasse ist ja nicht ohne weiteres ein Beweis für stattgehabte Wiederauffüllung nach vorangegangener Erosion. Im Alpenvorland ist es zwar der Fall, wie Penck bewiesen hat. Immerhin aber kann eine Terrassenausbildung auch dadurch zu Stande kommen, dass ein Fluss mit periodenweis stärkerer und schwächerer Erosionskraft an der Abtragung einer einheitlichen Auffüllmasse arbeitet.

Die Schotter, auf denen Kirchheim steht, sind echtes dj; die von Lösslehm überdeckten Schotter der flachen Anhöhen, Nabern zu, dürfen als Mittelterrasse aufgefasst werden.

Will man die Bezeichnung dz so weit gelten lassen, als diese Schotter scharfkantig, dg wo sie gerundete, lehmbedeckte Gerölle sind, so ist die Grenze natürlich nicht scharf

Digitized by Google

bestimmt; jedenfalls darf man aber die Bezeichnung dg noch viel weiter gegen die Alb zu beibehalten.

Auffallendes in dz liefert das Bissinger Thal. Dort kommt es in grosser Mächtigkeit vor; am Abhang gegen die Diepoldsburg hin erscheint eine grosse Masse halbverstürzter Blöcke mit viel grobem Schutt. Die ganze Masse ist durch Kalktuff verkittet. Es ist, als hätte die Tuffbildung einen beginnenden Bergsturz aufgehalten und die sinkenden Massen wieder verfestigt.

Auffallend sind ferner die zahlreichen ε-Stücke, welche schon die Begleitworte aus der Bissinger—Weilheimer Gegend erwähnen. Sie sind deshalb interessant, weil nirgends im Einzugsgebiet der nahen Bäche Weissjura ε ansteht. Selbst die höchste Erhebung der Nähe, der Breitenstein (811 m) trägt oben noch Weiss δ. Auf der Hochalb steht das ε erst jenseits der Wasserscheide hinter der Torfgrube an. Dass früher unmittelbar über dem Thal ε und sogar ζ anstand, geht aus den Einschlüssen des vulcanischen Tuffs vom Hahnenkamm hervor. Ein bisher nicht verzeichnetes weiteres Tuffvorkommen (weiter thalaufwärts dicht beim Bach) zeigte auch kleine ε-Stückchen. Durch einen Bergsturz in längst vergangener Zeit lassen sich diese ε-Vorkommen nicht erklären. Das Material eines solchen müsste weiter nordwärts liegen. Da sich die Stücke aber im Diluvium befinden, demnach erst in relativ junger Zeit verfrachtet sind, bleiben nur zwei Erklärungen möglich:

entweder sind diese ε-Stücke aus den sie führenden vulcanischen Tuffen ausgewittert,

oder sie sind auf irgend welche Weise von jenseits der Wasserscheide hertransportirt worden.

Nun wird nachher zu beweisen sein, dass die Gestaltung der Alb und Hochalb seit Beginn der Diluvialzeit die gleiche geblieben ist. Also bestand die heutige Wasserscheide schon im Diluvium. Demnach lässt sich der Transport im zweiten Fall nur durch Eis erklären, wovon später nochmals die Rede sein wird.

Wirklich moränenartige Bildungen trifft man im Neckarthal in der Gegend von Kirchentellinsfurt. Die eine am Ausgang eines kleinen Nebenthals hat Stoller beschrieben. Die

Digitized by Google

neue Strasse vom Bahnhof zum Dorf hat ferner über anstehendem Stubensand eine merkwürdige, verdrückte Masse gezeigt. Hier lagert alles wirr durcheinander, hellgerundete grosse Blöcke von hartem Stubensand fallen besonders auf. Darüber lagert Süsswasserkalk, der weiter oben am Abhang von Lösslehm verdeckt wird. Auch dieser Tuff ist sicher diluvial, vielleicht altdiluvial.

Das Diluvium der Hochalb

ist ganz eigenartig entwickelt. Die interessantesten Bildungen finden sich auf der Plateauhalbinsel, die das Randecker Maar und die Schopflocher Torfgrube umschliesst. Geht man auf der Fahrstrasse von Hepsisau nach Hof Randeck, so bemerkt man gleich nach Eintritt ins Randecker Maar rechts der Strasse eigenthümliche Schuttbildungen, welche die geschichteten Tuffe überlagern. In wirrem Durcheinander liegen die grossen und kleinen kantigen Geschiebe von Weissjura δ und ε und harten vulcanischen Tuffen. Dazwischen, mitten im Schutt, eine kleine Lage von tadellosen, kleinen Geröllen, wohlgerundet wie Flussschotter. Sie bestehen theils aus Weissjura δ, theils aus vulcanischem Tuff und sind durch ein kalkiges Bindemittel lose verkittet. Das Liegende ist in diesen Aufschlüssen geschichteter, vulcanischer Tuff. Am Gehäng des Maarkessels sieht man die bekannten ε-Blöcke, eingebettet in verrutschten Tuff. Hat man aber den oberen Maarrand erreicht, so findet man jenseits der Fahrstrasse typischen Lösslehm, ganz fossilleer, aber auch frei von Geschieben. Überschreitet man die Höhe und nähert sich der ersten Doline, so zeigt sich eine alte Kiesgrube, deren Profil von Koken genau aufgenommen und in „Beiträge zur Kenntniss des schwäbischen Diluviums“ beschrieben wurde. Weiter südwärts zeigt sich in der Umgebung der Torfgrube reichlich Lösslehm, aber immer nur in Dolinen eingeschwemmt und an ihrem Gehäng oft ungeheuer mächtig. Zeitweise verstopft er den Trichter, und dann staut sich hier nach Regenwetter das Wasser zu einem kleinen Teich, der oft über 1 m tief wird. Am Ende der grossen Mulde zeigt sich links am Abhang der oberen Reute ein Schuttbruch. Unter den verstürzten Blöcken von

Digitized by Google

Weiss δ liegt ein sonderbar gefärbter, braungelber, sandiger Lehm.

1. Die Schuttbildungen.

Die im Randecker Maar befindlichen Aufschlüsse haben gezeigt, dass die Aufarbeitung des dortigen Schutts nach der Ablagerung des unten liegenden geschichteten Tuffs stattfand.

Auch die Gerölle verdienen in diesem Profil Beachtung. Diese Schuttmassen sind jedenfalls abgelagert worden, als das Randecker Maar bereits seine heutige Gestalt hatte. Es handelt sich nur darum, ob es Moränen sind oder ob nur hereingespülter Gehängeschutt vorliegt. — Die Schuttmasse des Aufschlusses an der oberen Reute ist gleichfalls sehr interessant; diese dürfte aber sehr alt, wenn nicht der Hauptsache nach sogar tertiär sein. Von dem hier vorkommenden Lehm später.

2. Die Kiese.

Sie haben eine merkwürdige Ausbildung. Alle Stückchen sind gleich gross, alle scharfkantig. Das lehmige Zwischenmaterial, das in der Tiefe stärker hervortritt, umschliesst ganz zu unterst auch grössere Bruchstücke von Weissjura δ. Mit den vulcanischen Erscheinungen lässt sich dieser Kies nicht in Verbindung bringen, denn das lehmige Material wird nach unten zu immer compacter und lagert sich als ziemlich geschiebefreier Lehm zwischen Weiss δ und die Kieslage. Als zerschmettertes, anstehendes Material darf also dieser Kies nicht angesehen werden. Dass diese Massen erst nach den vulcanischen Ereignissen zusammengekommen sind, geht daraus hervor, dass sich bei einer petrographischen Untersuchung das Zwischenmaterial mit den vulcanischen Feinmineralien sehr reich durchsetzt zeigte. Es liegt nahe, hier an Glacial zu denken, denn:

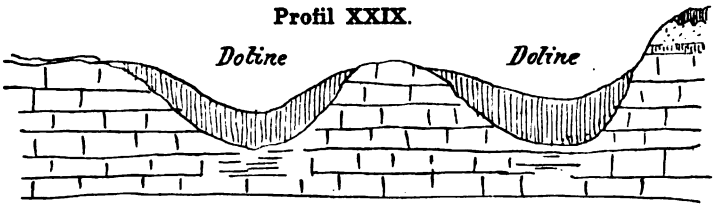
1. Wird die Erklärung der Begleitworte, welche „grosse Fluthen“ als Ursache angeben, durch die Oberflächengestaltung ausgeschlossen, und die Oberflächengestaltung ist seit der Tertiärzeit ungefähr die gleiche geblieben.
2. Alle Kiese sind scharfkantig.
3. Die dichte, zusammengepresste Lagerung ist auffällig.
4. Das Lehmmaterial ist ganz fossilleer.

Digitized by Google

3. Der Löss und Lehm der Hochalb

charakterisirt sich auf der Randecker Plateauhalbinsel überall als Schwemmbildung. Er meidet die höheren Flächen, dagegen findet er sich in den Dolinen und an deren Gehängen in grosser Mächtigkeit zusammengeschwemmt. Meist ist er ganz fossilleer. Überall zeigt er sich reich an Bohnerzen.

Profil XXIX.



Schematische Darstellung der Lagerungsart des Lehms auf der Hochfläche hinter dem Randecker Maar. (Zusammenschwemmung an den Einsenkungen.)

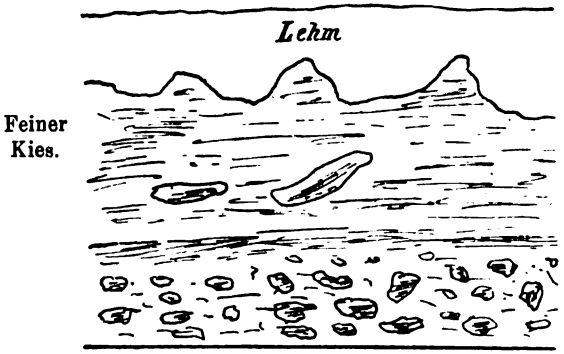
Im Lehm, der bei den erwähnten Kiesen liegt, finden sich eingelagerte Streifen von Bohnerz in mehrfacher Wiederholung. Die mächtigste Lehmmasse ist diejenige, welche vom Randecker Hof an links der Strasse den Maarrand umzieht. Es ist typischer Lösslehm, der theilweise am Gehänge verschwemmt ist und noch zwischen den obersten ε-Blöcken liegt. Aber diese stecken eigentlich in verrutschtem vulcanischen Tuff, nirgends sieht man einen ε-Block im Lösslehm frei schwebend. Der Lösslehm lagert sich erst über die Masse her, welcher die ε-Blöcke angehören.

Bei allen Lehmvorkommen der Randecker Plateauhalbinsel wurde die petrographische Untersuchung durchgeführt. Der Lösslehm der Hochalb ist ebenfalls eine Schwemmbildung. Der mineralogische Befund beweist dies ebenso klar, als es schon seine Lagerung angiebt. Denn: Liegt eine Schwemmbildung vor, so muss überall das Material des vulcanischen Tuffs markant hervortreten. Dies war auch der Fall. Der Lösslehm der Ziegelhütte liefert dunkle Schwertheile. Bei mikroskopischer Untersuchung ergab sich das schwarze als echter Spinell, neben ihm kommen Zirkone, seltener Rutile vor. Diese drei Mineralien sind hier charakteristisch, leitend ist aber der Spinell. Wo dieser sich in Schottern oder Lehmen findet, da ist Tuffmaterial aufbereitet. Je weiter unten am

Digitized by Google

Maargehänge die Proben entnommen wurden, desto reichlicher war der Gehalt an Spinellen. Die zwischen den oberen ε-Blöcken eingeschwemmten Lehme ergaben beinahe dasselbe, wie der gleichfalls untersuchte vulcanische Tuff selbst (vergl. Taf. VII und VIII). Bei den Lehmlagen der Kiesgrube sollte nachgewiesen werden, ob die von Koken vermuthete Trennung und Altersverschiedenheit zwischen unterem und oberem Lehm petrographisch nachweisbar sei. Denn die ältere Lage hätte dann wohl mehr vulcanische Antheile zeigen können, als die später zusammengespülte jüngere. Ein solcher Unterschied ergab sich

Profil XXX.



Kiesbruch zwischen Randecker Maar und Torfgrube. Gegen den oberen Lehm scharfe Erosionsgrenze.

zwar nicht; immerhin ist es aber wahrscheinlich, dass der mit scharfer Erosionsgrenze über dem Kies abschneidende obere Lehm echter Lösslehm ist und dass Kies und unterer Lehm, die allmählich in einander übergehen, näher zusammengehören und beide bedeutend älter sind, als das Obenliegende.

Je näher man der Torfgrube kommt, um so stärker ändert sich die Farbe der Lehme. Es tritt eine graue, mehr schlammige Unterlage hervor, die unvermerkt in schlammigen Moorboden und dann in echten Torf übergeht. Man erhält den Eindruck, als wäre die Torfbildung auch dadurch mit verursacht, dass die flache Mulde über dem Anstehenden (vulcan. Tuff?) noch eine starke, wasserdichte Lehmschicht hatte. Auch hier zeigt der Lehm die vom vulcanischen Tuff herrührenden Mineralien noch reichlich, aber doch nicht mehr so massenhaft, wie in der Nähe des Randecker Maars.

Digitized by Google

Der im erwähnten Schuttbruch unten ausstreichende, auffallend gefärbte, sandige Lehm, erweist sich bei der Untersuchung als ganz eigenartige und von allen bisherigen Lehmen grundverschiedene Bildung. Er zeigt zunächst einen weit geringeren Gehalt an Thonsubstanz und viel mehr groben Sand. Dieser besteht aus gut gerundeten Quarzkörnern. Die relativ sehr reichlichen Schwerantheile zeigen eine ganz andere Zusammensetzung, als die in den anderen Lehmen der Umgegend. Zunächst fallen hier äusserlich drei Unterschiede ins Auge: Die anderen Lehme lieferten relativ wenig Schwertheile, dieser Lehm ist daran überreich. Die anderen Lehme liefern ganz feine und wenig mittelgrosse Körner, dieser Lehm liefert bei

Profil XXXI.

Alter Gehängeschutt mit Bohnerz.
Schuttbruch hinter der Torfgrube.

gleicher Behandlung und gleicher Siebweite durchweg grössere Mineralstückchen. Die anderen Lehme lieferten kantige, oft gut krystallographisch ausgebildete Mineralien, hier sind auch die härtesten Rutile etc. prächtig gerundet, und alle Stücke zeigen eine Schliffoberfläche, wie sie nicht typischer zu denken ist. Zu diesen äusserlichen Verschiedenheiten kommt noch der wichtigste Unterschied: Es sind ganz andere Mineralien, die sich hier vorfinden. Zunächst fallen die Rutile auf. In allen anderen Lehmen ergaben sich zwar auch Rutile, aber dort, z. B. im Lehm der Ziegelhütte, kam ein Rutil auf ungefähr 150 Mineralkörnchen. Hier bilden die Rutile in manchen Präparaten ¼ des ganzen Bestands und alle sind prächtige, dunkelbraune Exemplare. Also ist hier das Verhältniss statt 1 : 150 un-

Digitized by Google

gefähr 63 : 150; der Rutilgehalt ist also der 63fache. Andere Mineralien, die hier vorkommen, fehlen in den anderen Lehmen der Plateauhalbinsel. Dies gilt von den zahlreichen, hellen Cyaniten und den stark pleochroitischen Andalusiten, die zahlreich sind. Auch schöne, gut auslöschende Turmaline finden sich mehrfach. Dass die Cyanite und Andalusite nicht etwa durch die vulcanischen Kräfte aus dem Urgestein der Tiefe heraufgerissen sind, geht daraus hervor, dass

1. vom vulcanischen Tuffmaterial hier nichts zu sehen ist.
2. Dass in den Tuffpräparaten und den an Tuffmaterial (Spinell etc.) reichen Lehmen (Ziegelhütte, Dolinenlehme etc.) die Andalusite und Cyanite völlig fehlen.

Dagegen ergab die Untersuchung eines ähnlich gefärbten Lehms, der zwischen Erkenbrechtsweiler und dem Burrenhof (auf der Alb links der Lauter) liegt, fast genau dieselben Resultate. Dort liegt der Tuff nicht in unmittelbarer Nähe und ist auch diesmal nicht zur Erklärung heranzuziehen.

Die gemachten Beobachtungen legen den Schluss nahe, dass es sich um alpines Material handeln könnte. Bedenkt man, dass in Sachsen der Löss aus dem Material der Moränen zur Steppenzeit ausgeblasen wurde und dass die Staubstürme jener Periode ihr feinstes Material bis hoch in die Gebirge führten, so ist man versucht, eine analoge Entstehung für diese offenbar über die Alb weithin verbreiteten Lehme anzunehmen. Sie wären also ein äolischer Löss, ausgeblasen aus dem Gletschermaterial Oberschwabens.

Dafür spricht, dass

1. die Entfernung nicht sehr gross ist. (30—40 km bis zur Moräne.)
2. Dass zur Zeit, als grosse Inlandeismassen im Alpengebiet waren, dort ein stetiger Hochdruck lag. Also kam der Wind meist direct von Oberschwaben her.

Aber eine Untersuchung von oberschwäbischem Moränenmaterial lieferte ein ganz anderes Bild (vergl. Taf. VII und VIII).

Im Lehm des Schuttbruchs sind:	In der oberschwäbischen Moräne sind:
Rutile sehr reichlich vorhanden.	Rutile sehr selten.
Hornblenden fast fehlend.	Hornblenden sehr häufig.
Helle Granaten fehlend.	Helle Granaten häufig.

Digitized by Google

Untersucht wurde Moränenboden aus der Gegend von Aulendorf. Derselbe zeigte sich beim Ausschlämmen reich an Urgebirgsmaterial aus den Centralalpen.

Während bei den genannten sächsischen Lössen die Lösspräparate denen aus der Moräne zum Verwechseln gleichen, ist hier ein gewaltiger Unterschied. Aus der untersuchten Moräne ist dieses Material nicht ausgeblasen. Demnach kann eine einwandfreie Erklärung dieses eigenartigen und mineralogisch hoch interessanten Vorkommens nicht gegeben werden. Vielleicht darf man die von Koken (Beitr. z. Kenntn. d. schwäb. Diluviums p. 129) erwähnten pliocänen Bohnerzlehme zum Vergleich heranziehen. Aber sicher bewiesen ist diese Identität nicht, da der besprochene Lehm fossilleer ist. Es ist also auch dies nur eine Vermuthung, für die aber Vieles spricht.

Bei den besprochenen Diluvialbildungen der Hochalb erhebt sich immer wieder die Frage: War hier ein Gletscher? Hat man gewisse Bildungen als glacial aufzufassen? Sehr viel spricht dafür:

1. Sind die Kiese so am leichtesten zu erklären.
2. Fällt die wirre Packung mancher Schuttmassen auf.
3. Ist der Lehm, der eventuell in Betracht kommt (unter den Kiesen!) völlig fossilleer.
4. Wurde schon zur Erklärung der ε-Stücke im Schutt des Bissinger Thals an die Möglichkeit erinnert, dass glacialer Transport dieses Material über die Alb brachte.
5. Finden sich weiter südlich auf der Hochalb (z. B. bei Donnstetten) manche Verwitterungsmassen verquetscht und die darin eingebetteten Schuttlagen gestaucht.

Es lässt sich zwar einwenden:

1. Dass im Randecker Maar nach Entleerung des alten Seebeckens, in welchem sich die tertiären Sedimente ablagerten, der später hereingespülte Gehängeschutt in dieser Weise ablagern musste, soweit er nicht gleich vom Wasser entfernt wurde. Die Schuttmassen im Thalgrund sind also schwerlich glacial.
2. Dass die zarten, wenig widerstandsfähigen Dysodile von einem starken Gletscher wahrscheinlich lebhaft angegriffen, wo nicht ganz hinausgeschafft worden wären.

Digitized by Google

3. Dass das eben Gesagte auch für den Lehm vom Schuttbruch gelten muss, der doch wahrscheinlich tertiär ist.

In der Einleitung zu „Schwabens 125 Vulcanembryone" hat Branco die Gründe für die Annahme einer Albvergletscherung besprochen. Es wird besonders häufig hervorgehoben, dass, wenn Schwarzwald und Vogesen Gletscher trugen, auch die 800—1000 m hohe Alb und ihre engen, lichtarmen, nach NW. laufenden Thäler wohl vereist waren. Branco verhält sich im Ganzen ablehnend.

In neuerer Zeit hat Koken mit Entschiedenheit den Standpunkt vertreten, dass auch in unserer Gegend Gletscher zur Ausbildung kamen, und er hat viele Gründe dafür angeführt. Es darf wohl angenommen werden, dass es eine Zeit gab, in der hier oben Eis lagerte und die Mulde der Randecker Plateauhalbinsel ein Firnfeld war. Damals kann, wenn auch nur in beschränktem Maasse, ein glacialer Transport von Schuttmassen stattgefunden haben. Eine Inlandeismasse war aber hier nie vorhanden; wenn auch in den engen, nordwärts laufenden Albthälern Eis sich anhäufte, so war doch jedenfalls kein continuirlicher Zusammenhang mit dem Firngebiet der Hochalb möglich; dazu war der Absturz zu hoch und zu schroff. Es wird nicht möglich sein, fluviatile Bildungen des Vorlands als Fluvioglacial an das eventuelle Glacial der Hochalb direct anzuschliessen. Zwar lassen sich echte älterdiluviale Bildungen (Mittelterrassen) bis weit in die Albthäler herein nachweisen. Aber ein continuirlicher Zusammenhang mit dem Hochalbdiluvium ist auf diese Weise nicht herzustellen. Allerdings bleibt noch eine Möglichkeit vorhanden: Oben wie unten fand sich typischer Lösslehm. Demnach lässt sich beweisen, dass die unter Lösslehm lagernden Bildungen der Hochalb zeitlich älter oder höchstens gleichalt sind mit der Mittelterrasse des Vorlands, deren Auffüllung in den ersten Zeiten der Lössbildung vollendet war. Da die Grenze zwischen den erwähnten Hochalbkiesen und Lösslehm eine scharfe Erosionsgrenze ist, so darf man wohl eine längere zeitliche Trennung annehmen zwischen Kiesbildung (eventuell Glacial!) und Lössbildung. Wenn man ferner aus Wahrscheinlichkeitsgründen annehmen will, dass, wenn sich wirkliches Glacial hier findet, dies am ersten in die Haupteiszeit (Glacial II) gehört, so

Digitized by Google

kommt man zu dem Schluss, dass die Mittelterrasse des Albvorlands jünger ist als Glacial II.

Da zwischen dem Glacial und Fluvioglacial Oberschwabens, dem Diluvium der Kirchheimer Hochalb und den Gebilden des Albvorlandes directe Beziehungen nicht bestehen, ist man genöthigt, andere Vergleichsmomente heranzuziehen. So viel ist sicher, im oberschwäbischen Fluvioglacial haben wir abwechselnde Accumulationszeiten und Erosionszeiten. Den Vorstössen des alpinen Inlandeises, den Glacialepochen, entspricht im Fluvioglacialgebiet je eine Accumulation, den Interglacialzeiten je eine Erosionsperiode, in der sich die Flüsse rasch einschneiden und Terrassen herauspräpariren. Hieraus könnte man eine Möglichkeit zur Parallelisirung ableiten und schliessen wollen: I. Accumulation Oberschwabens und der bayrischen Hochebene = I. Neckaraufschüttung, d. h. oberste Terrasse des Alpenvorlands, Deckenschotter = höchste Neckarterrasse. Aber die Sache ist complicirter. Zuerst muss die Frage beantwortet werden: Haben wir auch in unserem Gebiet grössere Vereisungen, Firnfelder und Gletscher gehabt? Koken weist in „Die Eiszeit“ darauf hin, dass die Glacialepochen zugleich Perioden reichlicher Niederschläge waren. Im alpinen Gebiet wurden diese in Gestalt von Eis und Schnee festgehalten, im Vorland blieben daher die Flüsse transportschwach und accumulirten. In den Interglacialperioden wurden grosse Wassermassen frei, die Flüsse schwollen an und wurden reissend. Daher jetzt starke Erosion, Vertiefung der Thäler, Herausbildung von Terrassen.

Waren nun auch in unserem Gebiet die drei Vereisungen vorhanden, so war der Rhythmus der gleiche, also Glacialepochen — Accumulation, Interglacialepochen — Erosion. Waren aber nicht alle drei Glacialepochen in unserem Gebiet Zeiten der Vereisung des Einzugsgebiets der Flüsse, so kann die Sache gerade umgekehrt sein; dann waren die niederschlagsreichen Glacialepochen bei uns Erosionszeiten und die Interglacialzeiten Accumulationsperioden. Nimmt man aber Vereisung nur während der Haupteiszeit (Glacial II) an, so complicirt sich die Sache noch mehr.

Während Glacial I scheint sich die Vereisung ganz aufs innere Alpengebiet beschränkt zu haben. Dieser Periode ent-

Digitized by Google

sprechen bei uns sicher keine Moränenspuren. Will man auch im Neckargebiet echtes Glacial, weitgreifende Vereisung annehmen, so fragt es sich, ob dieselbe nur während Glacial II (Haupteiszeit) um sich griff oder ob sie sich auch während Glacial III (zweites Inlandeis) wiederholte. Wenn man also Glacial und Fluvioglacial bei uns annimmt, so muss man die betreffenden Vorkommen Glacial II oder vielleicht theilweise Glacial III gleich setzen. Auch in diesem Falle bleiben mindestens die ältesten Bildungen unbestimmt. Sie können Deckenschotter oder noch älter sein.

Um beim Vergleichen einen sicheren Anhalt zu haben, muss man auch hier wieder auf den Löss zurückgreifen. So verfährt auch Koken: Unter Zugrundlegung der Feststellung: Löss in toto = Glacial III, jüngerem Inlandeis und unter gleichzeitiger Annahme von Gletscherbildung im Neckargebiet setzt er die mit Löss eng verbundene Terrasse (also die Mittelterrasse der Kirchheimer Gegend) = Glacial III und dann die höheren älteren Terrassenbildungen, die Höhenschotter (entsprechend den Schottern der oberen Höhenstufe bei Kirchheim) = Glacial II, der Haupteiszeit.

Wie dies Koken auch von anderen Orten annimmt, sind im Kirchheimer Gebiet die Schotter der oberen Höhenstufe (Höhenschotter) nicht einheitlich aufzufassen. Die über den höchsten Terrassen vorkommenden, vereinzelten Schotterrelicte sind ebenso wie die zuweilen in Felsspalten vorkommenden Thone oder Sande (Hochalb, Rhätfelsen am Nürtinger Steinenberg) sicher pliocän. **Jedenfalls sind tertiäre Bildungen in unseren Gegenden viel häufiger, als bisher angenommen wurde.**

Von principieller Wichtigkeit ist nach dem Gesagten die Frage, ob die höheren und höchsten Schotter unseres Gebiets Reste alter Auffüllmassen sind oder ob die Flüsse ihre Thäler um so viel tiefer ins Anstehende hineingegraben haben. Denn davon hängt die Vorstellung ab, die man sich von der Oberflächengestaltung zur Diluvialzeit macht. Vielfach wird von tiefer Erosion während der Diluvialzeit, Flussverlegungen etc. gesprochen. Davon kann aber im Kirchheimer Gebiet nicht die Rede sein. Hier ist die Oberflächengestaltung seit Beginn der Diluvialzeit wesentlich die gleiche geblieben. Kleinere

Digitized by Google

Veränderungen, die ganz localer Natur sind, und kleine tektonische Verschiebungen (es handelt sich in der ganzen Gegend bei den jungen Verwerfungen immer nur um wenige Meter) dürfen hier ganz ausser Betracht gelassen werden. Die Gründe, welche bezüglich der Gegend Kirchheims zu obiger Ansicht geführt haben, sind folgende:

1. Die zuweilen dem Abhang angelagerten Schotterterrassen beweisen, dass die Gehänge nicht stark abgespült wurden.
2. „Dieselben ziehen oft in ganz kleine Thäler hinein, denen man ein so hohes Alter nicht zugetraut hätte."
3. Die Mittelterrasse läuft bis Oberlenningen, also weit in die Alb hinein.
4. Die Funde aus der Sibyllenhöhle beweisen, dass diese exponirteste Felsbildung an der exponirtesten, d. h. durch Erosion am meisten gefährdeten Stelle des Teckrückens, obgleich schon damals unterhöhlt, sich seit jener Zeit unverändert erhalten hat. Vergl. auch die Gutenberger Höhle hinten im Thal!
5. Die Hochalb hat ihre Oberflächengestaltung seit dem mittleren Tertiär kaum verändert. Beweis: der Erhaltungszustand des Randecker Maars.
6. Die Tuffe der Albthäler konnten als theilweise diluvial nachgewiesen werden.
7. Man hat einen continuirlichen Zusammenhang z-dz-dg, also vom Gehängeschutt bis zur diluvialen Mittelterrasse, und „sieht also die Geschiebemassen gleichsam von der Alb herabströmen".
8. Der Thalschutt ist schon seit der Diluvialzeit da. Wenn sich der Fluss seitdem nicht mehr als 8—10 m, gewöhnlich nur 4—5 m, in diese leicht beweglichen Schotter eingeschnitten hat, so hat er auch in der Diluvialzeit, wo er zudem oft recht transportschwach war, sich nicht 60—80 m ins Anstehende sein Thal eingeschnitten.

So lang war die Diluvialzeit nicht. Aussergewöhnliche Ereignisse, z. B. tektonische Verschiebungen, durch die der

Digitized by Google

Neckar plötzlich ein verstärktes Gefäll bekommen konnte, machten sich in unserem Kirchheimer Gebiet nicht geltend.

Demnach hat sich die Oberflächengestaltung unserer Gegend seit Beginn der Diluvialperiode nicht mehr verändert; die Abtragung der Alb und die Herausbildung der Hügelformen und Flussläufe des Vorlands fällt in die feuchten, warmen Perioden des Tertiärs.

Verlegungen der Flussläufe fanden eigentlich auch nicht statt. Aus den zwischen Köngen und Esslingen liegenden Vorkommen von Neckarschottern darf nicht auf eine Zeit geschlossen werden, in der das Plochinger Thal nicht bestanden hätte und der damalige Fluss noch direct über Köngen nach Esslingen über die Filderabdachung hinfloss. Denn noch bei Oberboihingen war das Niveau der unteren Stufe der Hochschotter 330 m. Die höchste Schotterstufe muss also hier noch höher angenommen werden (letztes Auftreten bei Nürtingen 360 m). Wenn eine solche Auffüllhöhe bis hierher bewiesen ist, so folgt daraus ganz von selbst, dass die niedrige Abdachung der Filder noch mit Geröllen überschüttet wurde, und in dieser hochgelegten Auffüllebene verlegte der Fluss sein Bett hin und her. Wenn er durch die Schuttkegel der Nebenflüsse (Lauter etc.) beeinflusst wurde, bog er wohl öfters ziemlich weit nach Westen aus. Die Annahme, dass der heutige Neckarlauf Köngen—Plochingen—Esslingen erst später entstand, ist demnach unbegründet und nach dem Gesagten auch nicht wahrscheinlich. Er war zuvor schon vorhanden und nach Entfernung der aufgeschütteten Massen fand der Neckar wieder seinen alten Lauf.

Es ist bemerkenswerth, dass die hohen Neckarschotter zwar — zuweilen weit — nach Westen ausgreifen (Filder), nach der Alb zu aber selten, und nur in kleinen Seitenthälern, vordringen. In den grossen Thälern, welche von der Alb herkommen, findet sich bis ans Neckarthal hin in allen, auch den höchsten Schottern nur Weissjura und Dogger.

Also hielt der Schottertransport der Nebenflüsse immer gleichen Schritt mit der Auffüllung im Neckarthal selbst. Es muss hier allerdings ein Unterschied zwischen den Schottern der oberen und denen der mittleren Höhenstufe erwähnt werden: Zur Zeit des Absatzes der hohen Schotter bauten sich

Digitized by Google

die Nebenflüsse noch an der Mündungsstelle steile Schuttkegel auf (starkes Gefäll der hohen Echatzschotter von Kirchentellinsfurt). Zur Zeit der Mittelterrassen war das anders. Die Mittelterrassen fallen in den Nebenthälern, bis sie auf der absoluten Höhe der Neckarmittelterrasse (in der Mündungsgegend des betreffenden Nebenflusses) angekommen sind. Dann laufen sie vollends eben aus und schliessen so an die gleichhohe Neckarmittelterrasse an.

Auch quantitativ besteht ein grosser Unterschied zwischen diesen beiden Auffüllmassen. Zur Zeit der ersten Accumulation zogen sich riesige Schuttmassen von der Alb her in sanftem Abfall gegen die hochliegende Schotterebene, auf der der Neckar floss. Aus dieser hochaufgefüllten Ebene ragten die Hügel des Vorlands als schwache Erhebungen heraus, oft nur inselförmig. Den Fildern zu griff die Hochebene weit aus. Ganz anders die Mittelterrassenzeit. Die Thäler waren gut eingesenkt, ähnlich wie heute, aber ihre Sohle war etwas breiter und lag ca. 26 m höher als heute.

(Relative Mittelterrassenhöhe = 32 m incl. 6 m Löss.)

Zusammenfassung der Resultate.

1. Die Oberflächengestaltung der Kirchheimer Gegend war schon zu Beginn der Diluvialzeit im Wesentlichen dieselbe wie jetzt. Die Ausbildung unserer Flussthäler, die Formung der Höhenzüge und die Abtragung der Alb fallen in die feuchten und warmen Perioden des Tertiärs.

2. Damit wird wahrscheinlich, dass manche unserer hohen Schotterbildungen, ebenso wie die ältesten Thone und Sande unserer Gegend auch noch ins Tertiär (Pliocän) gehören. Dies gilt namentlich für die vereinzelten höchsten Schotterreste, ferner für manche Spaltenausfüllungen (z. B. in den Klüften des Nürtinger Rhäts und in den Spalten des Weissjura) und für die ältesten Bohnerzlehme der Hochalb.

3. Die hochgelegenen Schotter stellen Reste alter Auffüllmassen dar.

Digitized by Google

4. Die Stufenfolge und der Erhaltungszustand der Diluvialterrassen sind durch die lokalen Verhältnisse beeinträchtigt und deshalb nicht so übersichtlich wie z. B. im Alpenvorland. Immerhin ist diese Stufenfolge noch klar zu erkennen, und sie erklärt sich aus den periodenweisen Veränderungen der klimatischen Verhältnisse der Diluvialzeit. Sie scheint im ganzen Neckargebiet von Horb bis ins Unterland in den wesentlichsten Zügen dieselbe zu sein. (Vergl. die Arbeiten von Koken und Stoller.)

5. Die Mittelterrasse ist eine streng einheitlich zu fassende Bildung, die sich überall durchverfolgen lässt. Ihre relative Höhe ist 30—32 m (incl. 5—6 m Löss). Ihr Alter ergiebt sich aus ihrer Verbindung mit primär gelagertem Löss.

6. Das Gefäll der höheren Terrassen ist in der Kirchheimer Gegend etwas schwächer als das heutige Flussgefäll. Die relative Höhe der einzelnen Terrassen nimmt flussabwärts allmählich zu.

7. Der Löss des Kirchheimer Gebiets ist eine Schwemmbildung. Bei jedem einzelnen Vorkommen lässt sich durch eine mineralogische Untersuchung die directe Zusammengehörigkeit mit dem Anstehenden des betreffenden Ortes nachweisen. Dennoch ist unser Löss gleichalt mit dem äolischen Löss anderer Gegenden. Wir haben ein Einwandern der Steppenfauna, aber kein völliges Verschwinden der Waldfauna.

8. Im Albvorland der Kirchheimer Gegend ist kein Glacial nachweisbar, wohl aber lässt sich bei der beträchtlichen Höhenlage aus der Vergleichung mit Vogesen und Schwarzwald der Analogieschluss ziehen, dass auch in unseren tiefeingeschnittenen Albthälern Eismassen lagen.

9. Die Hochfläche der Alb trug sicher einmal eine Eisdecke (Beweis: die gestauchten Schuttwälle). Es war aber kein mächtiges Inlandeis. Die Bewegung des Eises müsste der südöstlichen Abdachungsrichtung folgen. In Folge dessen und in Folge seiner

Digitized by Google

Höhe und Steilheit wurde der hohe Nordrand der Alb nicht vom Eis überströmt und bildete sich kein Zusammenhang zwischen der Eisdecke der Hochalb und den Eispfropfen der nordwestlich laufenden Albthäler. Auch die weit vorgeschobene Randecker Plateauhalbinsel wird wohl ein Firnfeld getragen haben. Das sich schiebende Eis hat aber nur locale Wirkungen ausgeübt.

10. Der Absatz des Kalktuffs unserer Albthäler war schon zur Diluvialzeit im Gang.

Digitized by Google

Petrogenetische Studien.

Von

Dr. **Johann Lenarčič.**

Mit Taf. VII und 4 Textfiguren.

Die in den nachfolgenden Zeilen geschilderten Versuche betreffen der Hauptsache nach Umschmelzungen von krystallinischen Schiefern, theils auch von Mischungen der Bestandtheile derselben, welche den Gesteinsanalysen entsprechend durch Vermischen von Chemikalien hergestellt wurden. Einerseits wurden diese Gesteinspulver und die denselben entsprechenden Mischungen ohne Zuthat von Schmelzmitteln umgeschmolzen, um zu sehen, ob ein dem ursprünglichen Gestein entsprechendes Erstarrungsproduct resultirt oder ob dasselbe einem anderen Gesteinstypus entspricht, respective demselben nahekommt. Andrerseits wurden auch Schmelzmittel in verschiedenen relativen Mengenverhältnissen zugesetzt, um den Einfluss der durch dieselben hervorgerufenen Schmelzpunkt- und Erstarrungstemperatur-Erniedrigung auf die Art und Weise der Erstarrung und der dabei sich ausscheidenden Mineralien zu studiren.

Die Art der Ausführung der Versuche und die Resultate derselben und in wie weit die zugesetzten Schmelzmittel die Resultate beeinflussten, will ich im Allgemeinen zum Schlusse der Einleitung und im Besonderen bei Besprechung der einzelnen Versuche näher erörtern.

Hier sei jetzt die Gelegenheit ergriffen, über die Beziehungen der krystallinischen Schiefer zu den Eruptivgesteinen und über die Stellung der krystallinischen Schiefer

Digitized by Google

unter den Gesteinen überhaupt Einiges zu bemerken, ohne jedoch eine ausführliche Literatur über die zahlreichen Hypothesen wiederholen zu wollen.

Betrachten wir die zur Zeit herrschenden Ansichten über die Entstehung der krystallinischen Schiefer, so hat man bekanntlich dafür eine Reihe von Annahmen. Dabei bleibt es immer sehr rathsam, der Gliederung Zirkel's zu folgen[1]. Man hat zwei Hauptannahmen der möglichen Bildung zu unterscheiden, nämlich:

I. Die krystallinischen Schiefer sind ursprüngliche Bildungen. Diese Annahme umschliesst hauptsächlich folgende Möglichkeiten:
   1. Die krystallinischen Schiefer sind die ursprüngliche Erstarrungskruste der Erde.
   2. Sie sind anderweitige Erstarrungen von eruptiver oder intrusiver Art.
   3. Sie sind echte Sedimente; entweder:
      a) Detritus von Eruptivgesteinen,
      b) verfestigte Tuffe von Eruptivgesteinen,
      c) chemische Ausscheidungen von überhitztem Wasser, und
      d) mechanische Ausscheidungen durch Diagenese modificirter Sedimente.

II. Sie sind Umwandlungsproducte.

Was diese soeben angeführten Entstehungsarten der krystallinischen Schiefer anbelangt, so ist es an dieser Stelle nicht möglich, für alle einzeln das pro und contra zu erwägen. Es würde dies nur zu einer Wiederholung aller bereits anderwärts[2] übersichtlich zusammengestellten Ansichten über die Bildungsweise krystallinischer Schiefer führen.

Wenn wir die zweite Haupttheorie der Bildungsart der krystallinischen Schiefer, nämlich die Entstehung derselben durch Metamorphose, etwas näher betrachten wollen, so möchte wohl mit einiger Überlegung die Bildung aus klastischem Material durch Sedimentation von vornherein abzuweisen sein.

---

[1] Vergl. Zirkel, Lehrbuch der Petrographie. III. Bd.

[2] Vergl. F. Zirkel, Lehrbuch der Petrographie. III. Bd. Leipzig 1894. p. 149—184. „Ansichten über die Bildungsweise krystallinischer Schiefer."

Digitized by Google

Man scheint sich immerhin heute dem zuzuneigen, was Hutton und Lyell als Actualismus bezeichneten, doch bestrebt man sich aber auch, Ursachen mit anzunehmen, die als auch heute noch wirkende anerkannt werden müssen. Es ist nicht abzuweisen, wie Herschel und Babbage angedeutet haben, dass die Temperatur der Erde trotz der Abkühlung wegen des Druckes der aufliegenden Massen und wegen der schützenden Wirkung der letzteren nach der Peripherie der Erde zu sich immerhin steigern könne. Daraus folgert nun Lyell, dass Thonschiefer durch Bedeckung mit neueren Sedimenten in eine tiefere Lage gebracht werden könnten und dort ihre Umwandlung in krystallinische Schiefer erfahren hatten. Auch hatte schon Ami Boué eine Umschmelzung sedimentär entstandener Thonschiefer auch durch Entweichen von Gasen aus dem Erdinnern angenommen. Nach ihm sei durch die centrifugalströmende Hitze die Cohäsion zwischen dem Thonschiefer partiell gelockert worden und in die Zwischenräume seien Gase sublimirt und so eine Schmelzung ohne Verlust der ursprünglichen Schichtung entstanden. Und es wäre nach ihm dann auch erklärlich, dass die ältesten unteren Partien, die Gneisse, am meisten umgewandelt seien, weniger die Glimmerschiefer und am wenigsten die Phyllite.

Jedenfalls kann man, ob man sich nun der Entstehung aus Arkosen oder Thonschiefern, oder ob man sich mehr Ami Boué, Bischof, Gümbel, Daubrée oder Elie de Beaumont zuneigt, eine Metamorphose dahin verstehen, dass man erstens annimmt, dass eine solche wohl möglich ist auf dem Wege der Umwandlung durch Heraufrücken der geothermischen Tiefenstufe, wofür wir genug Beweise anführen können, allerdings dürfte aber damit für die Ubiquität der Schiefer keine Erklärung gegeben sein.

Zweitens könnte man aber noch viel einfacher annehmen, dass die Magmen der krystallinischen Schiefer und der Eruptivgesteine übereinstimmen, oder jedenfalls, was auch Versuche nun bestätigen, ineinander unter Umständen überführbar seien. Es wäre also gewissermaassen eine Labilität im Magma in der Weise anzunehmen, dass dasselbe beim Erstarren einerseits Eruptivgesteine, andererseits aber krystallinische Schiefer zu bilden vermöge, also z. B. ein Dioritmagma unter Umständen

Digitized by Google

beim Erstarren auch einen Amphibolit zu bilden vermag. Auch wäre eine solche Ansicht mit der Stübel's von der Bildung der Erdrinde nicht allzuschwer zu vereinigen. Es ist dann jedenfalls zu bedenken, dass wir wahrscheinlich die allererste Bedeckung überhaupt nicht mehr kennen lernen können, da sie durch die früher jedenfalls noch viel bedeutendere vulcanische Thätigkeit vielfach zerstört, zerrissen und in der Tiefe geborgen sich findet, so dass Aufschlüsse über ihre Bildung kaum mehr erhältlich sein werden. Auch Weinschenk[1] gelangt nach Würdigung aller Speculationen über die Entstehung der krystallinischen Schiefer zu ähnlichen Ansichten. Rosenbusch[2] nennt die krystallinen Schiefer „unter wesentlicher Mitwirkung geodynamischer Phänomene zur geologischen Umgestaltung gelangte Eruptivgesteine oder[3] Sedimente" und findet (vergl. § 339 des erwähnten Werkes), dass der chemische Bestand aller Eruptivgesteine und Sedimente in den krystallinischen Schiefern wiederkehrt, nur für die foyaitischen und theralithischen Magmen ist in der Reihe der krystallinischen Schiefer ein Analogon noch nicht gefunden. Wichtiger ist die von Becke aufgefundene Thatsache, die vielleicht bei genauem Verfolg den besten Anhalt für die Deutung der krystallinischen Schiefer geben dürfte, dass nämlich von pleomorphen Verbindungen stets die specifisch schwersten Modificationen, so z. B. vom Kohlenstoff der Graphit und Graphitoid, von TiO_2 der Rutil, von Al_2SiO_5 der Disthen und Sillimanit, also die Formen mit dem kleinsten Molecularvolumen auftreten. Vergl. darüber auch Becke's Bericht über die durch die Commission zur petrographischen Erforschung der Centralkette der Ostalpen veranlassten Untersuchungen[4]: „Für den Mineralbestand der krystallinen Schiefer ist vor Allem wichtig das Volumgesetz: Die in einem krystallinen

---

[1] Vergl. Weinschenk, Grundzüge der Gesteinskunde. Freiburg 1902. I. Theil. p. 146.

[2] Siehe Rosenbusch, Die Elemente der Gesteinslehre.

[3] Eigentlich „und" Sedimente, da Rosenbusch, wie aus dem weiteren Verlauf seiner Besprechung hervorgeht, sowohl aus Eruptivgesteinen als auch aus Sedimenten die krystallinischen Schiefer entstehen lässt.

[4] Siehe Anzeiger darüber Kaiserl. Akad. d. Wissensch. in Wien. 1903. No. XI. p. 111 ff.

Digitized by Google

Schiefer vorhandenen Stoffe streben jenen Combinationen zu, welche den kleinsten Raum einnehmen. Das Volumgesetz lässt seine Wirkung erkennen, wenn man den Mineralbestand chemisch gleich zusammengesetzter Erstarrungsgesteine und krystalliner Schiefer vergleicht."

Jedenfalls haben aber die neueren Arbeiten Becke's zur Klärung der Auffassung der krystallinen Schiefer sehr viel beigetragen. Und es ist zu hoffen, dass noch viel mehr Übereinstimmung der Magmen der Eruptivgesteine mit denen der krystallinen Schiefer dann gefunden werden wird, wenn — was wohl von der nächsten Zeit zu erhoffen ist — den Analysen der krystallinen Schiefer ein grösseres Augenmerk zugewendet werden wird und wenn es zu einer genauen Trennung dessen gekommen sein wird, was man als krystallinische Schiefer überhaupt aufzufassen hat. Besonders wird es zu einer noch schärferen Präcisirung des Begriffes Gneiss kommen und eine eingehendere Betrachtung wird besonders auch der Granulit erfahren müssen. Ob und in wie weit solche Arbeiten wie die vorliegende zur Klärung der Frage der krystallinen Schiefer beitragen können, lasse ich dahingestellt. Nicht gleich zu Beginn zeigt sich das Ganze. Jedenfalls aber möge hier bereits erwähnt werden, dass die im Folgenden beschriebenen Versuche gezeigt haben, dass beim Umschmelzen und Wiedererstarren der Schmelze aus Eklogiten Andesite und aus Glimmerschiefern basaltähnliche und zwar am ehesten feldspathbasaltartige Erstarrungsproducte erhalten wurden. Auch K. B. Schmutz[1] hat durch Umschmelzung einer der Zusammensetzung des Eklogites entsprechenden Mineralmischung einen Augit-Andesit erhalten. Eine besondere Rolle spielen die basischen Gesteine: Amphibolite, Eklogite, Serpentine etc. Die Rolle, welche die Eklogite spielen, ist überhaupt nicht ganz sicher gestellt. Es ist erstens bekannt, dass die Eklogite, nämlich die normalen Eklogite (Omphacit und Granat, feldspathfrei!) massigen Gesteinen viel ähnlicher sehen als Schiefern, ferner ist ihr Auftreten im Verbande der Glimmerschiefer nicht immer ein solches, das von vornherein gestattet, sie

[1] Vergl. Carl B. Schmutz, Experimentelle Beiträge zur Petrogenie. Dies. Jahrb. 1897. II. 153.

Digitized by Google

nur als Einlagerungen anzusehen. Sie durchschwärmen in einzelnen Stellen eines krystallinen Schiefergebietes dasselbe; diese Durchschwärmung wiederholt sich im ganzen Zuge der krystallinen Schiefer[1]. Dabei findet nun, wie J. A. Ippen bemerkt, eine Art Saigerung statt. Die Eklogite der hohen Lagen sind hauptsächlich die einfacher zusammengesetzten, nur Granat, Omphacit, Disthen führend, und es findet sich die Tendenz zur Bildung eines reinen Omphacit-Disthen-Granatfelses. Vom Gabbro, Serpentin, ebenso von den grünen Schiefern wäre in erster Linie bei der Discussion abzusehen, obwohl damit nicht gesagt sein soll, dass auch die Betrachtung dieser Schiefer nicht nutzbringend und fördernd sein könnte. Aber über Gabbro ist bekanntlich die Frage, ob anogen oder katogen, vielmehr eigentlich, ob es überhaupt katogene Gabbro giebt, nicht geschlossen, und es ist auch wohl nicht so bald eine Klärung darüber zu erwarten[2], wenn man auch jüngster Zeit gewiss mehr die anogene Bildung annimmt. Für Serpentine scheint es wohl nun ziemlich allgemein angenommen, dass alle Serpentine durch Veränderungen anogener Gesteine, vorzugsweise natürlich der Olivinfelse, entstanden sind[3].

Und was endlich die grünen Schiefer anbelangt, so ist daran zu erinnern, dass diese Gruppe katogener Gesteine wohl vorderhand noch die verschiedensten Gesteine umschliesst. Ein Typus scheint sich allerdings auch in dieser Allgemeingruppe besser hervorzuheben, es sind dies jene, die Ippen vorderhand als Noricite beschrieben hat. Sie besitzen eine ziemlich constante Zusammensetzung, an der wesentlich das Zusammenvorkommen von Calcit und Epidot zu betonen ist. Auch Ippen zweifelt übrigens an ihrer ursprünglichen Bildung und gerade diese Schiefer dürften auf Entstehung aus anogenem Material hindeuten. Ihr Vorkommen schliesst auch nicht aus, dass sie durch irgend einen metamorphosirenden Process aus Diabasmaterial entstanden seien.

---

[1] Siehe C. Doelter, Zur Geologie des Bachergebirges, in: Arbeiten der Section für Mineralogie, Geologie und Palaeontologie. Graz 1894.

[2] Vergl. Kalkowsky, Elemente der Lithologie. Heidelberg 1886. Artikel Gabbro.

[3] Die Antigoritserpentine bedürfen noch genügender Untersuchungen.

Digitized by Google

Der Zweck meiner Versuche war, wie bereits angedeutet wurde, zu ermitteln, ob auch Umschmelzungen anderer Gesteine oder der Mischungen der chemischen Bestandtheile derselben solche Resultate ergeben, dass sich eine weitere Bestätigung über Beziehungen zwischen den Eruptivgesteinen und den krystallinischen Schiefern ergiebt oder ob sich wenigstens das Gesetz von Becke bezüglich der Molecularvolumsänderung bei derartigen Umwandlungen bestätigt.

Um bei der Beschreibung der einzelnen Versuche Wiederholungen zu vermeiden, will ich hier zum Schlusse der Einleitung die Versuchsanordnung, wie sie im Allgemeinen beobachtet wurde, beschreiben. Die bei den einzelnen Versuchen als nothwendig erachteten Abänderungen derselben und die verschiedene Zeitdauer der einzelnen Phasen wird im speciellen Theile der Arbeit bei den einzelnen Versuchen zu Beginn ihrer Beschreibungen kurz erwähnt werden, ebenso die Gewichtsmenge des verwendeten Gesteinpulvers oder des der chemischen Zusammensetzung desselben entsprechenden Gemisches und die Menge der zugesetzten Schmelzmittel. Als solche wurden verwendet: Chlorcalcium, die Fluoride von Kalium, Calcium und Magnesium, Wolframsäure, welche in Form der entsprechenden Menge wolframsauren Kaliums zur Anwendung kam, Lithiumchlorid, vanadinsaures Lithium und Molybdänsäure, welche Stoffe als Schmelzmittel in den verschiedensten Combinationen zur Anwendung kamen. Bei drei Versuchen wurden die Gesteinspulver ohne Zusatz von Schmelzmitteln umgeschmolzen und schliesslich wurden drei Versuche angestellt, um die Wirkung des Natriumthiosulfates, respective des bei Zersetzung desselben bei höherer Temperatur frei werdenden Schwefels und der beim Verbrennen desselben entstehenden schwefeligen Säure auf die Art der Erstarrung und der dabei sich abscheidenden Bestandtheile der Schmelze zu studiren. Diese Schmelzmittel wurden mit den aufs Allerfeinste gepulverten Gesteinen innig gemengt, öfters durchgesiebt und geschmolzen; dies geschah bei allen Versuchen in Rose'schen unglasirten Porcellantiegeln unter Anwendung eines Wasserstrahlgebläses im Fourquignon-Leclerq'schen Gasofen. Einige Gemische sind sehr leicht nach Verlauf einer halben Stunde bereits geschmolzen, andere hingegen mussten

Digitized by Google

stundenlang erhitzt werden, bevor sie zum Flusse kamen. Sie wurden dann bei allen Versuchen so lange im Flusse erhalten, bis man sich durch Probeentnahme überzeugen konnte, dass das ganze Gemenge sicher geschmolzen ist, damit wir nicht in der erstarrten Schmelze eventuell überhaupt nicht geschmolzene Reste des ursprünglichen Gemisches wieder antreffen und dieselben als neu entstandene Ausscheidungsproducte ansehen. Hierauf wurden die Schmelzflüsse so weit abgekühlt, dass die Massen eine teigige Consistenz von mittlerer Steifheit erhielten. Dieser Zustand der Viscosität, welcher für die krystallinische Ausscheidung der einzelnen Mineralien der günstigste ist, wurde bei verschiedenen Versuchen auch auf sehr verschieden lange Zeit ausgedehnt. Ebenso war auch die dabei beobachtete Temperatur je nach Art und Menge der zugesetzten Schmelzmittel sehr verschieden. Sie schwankte von 850—1200° (vergl. die speciellen Angaben bei den einzelnen Versuchen). Diese Temperatur wurde gemessen mit den Princep'schen Legirungen, welche ich auch in meiner Arbeit „Über gegenseitige Löslichkeit und Ausscheidungsfolge der Mineralien aus Schmelzflüssen" verwendete (Centralbl. f. Min. etc. Stuttgart 1903. No. 23 und 24), woselbst auch die Zusammensetzung und die Schmelztemperatur der verwendeten Legirungen in der Einleitung tabellarisch zusammengestellt ist. In welcher Weise sich der Einfluss der zugesetzten Schmelzmittel und die dadurch hervorgerufene Herabsetzung der Schmelztemperatur und der während des viscosen Zustandes beobachteten Temperatur auf die Art der Erstarrung und der bei derselben ausgeschiedenen Mineralien günstig oder ungünstig bemerkbar machte, will ich an Hand der einzelnen Versuche näher besprechen. Schliesslich wurde die Temperatur sehr langsam aber hierbei gleichmässig erniedrigt, bis die Schmelze allmählich erstarrte, was bei den meisten Versuchen ungefähr 3 Stunden dauerte. Sodann wurde die Flamme entfernt und der Tiegel behufs langsamer Erkaltung zur gewöhnlichen Temperatur im zugedeckten Fourquignon-Leclerq'schen Ofen gelassen. Hierauf wurden aus den einzelnen Schmelzen derartig Schliffe angefertigt, dass alle Schichten derselben makroskopisch und mikroskopisch untersucht wurden.

Digitized by Google

Bevor ich zur Besprechung der einzelnen Versuche übergehe, will ich hier eine übersichtliche Zusammenstellung derselben geben.

Übersichtstabelle der einzelnen Versuche.

I. Chloritschiefer von Hrubschitz in Mähren.
1. Ohne Zuthat von Schmelzmitteln umgeschmolzen.
2. Mit $\frac{1}{8}$ der Gewichtsmenge Calciumchlorid und
$\frac{1}{10}$ „ „ Kaliumfluorid umgeschmolzen.

II. Amphibolit von Radlbach in Steiermark.
1. Ohne Zuthat von Schmelzmitteln umgeschmolzen.
2. Mit $\frac{1}{10}$ der Gewichtsmenge Wolframsäure umgeschmolzen.
3. Mit je $\frac{1}{10}$ der Gewichtsmenge Kalium- und Calciumfluorid umgeschmolzen.

III. Biotitgneiss von Freiberg in Sachsen.
1. Das natürliche Gestein:
   a) mit $\frac{1}{10}$ der Gewichtsmenge Wolframsäure umgeschmolzen;
   b) mit je $\frac{1}{10}$ der Gewichtsmenge Kalium- und Calciumfluorid umgeschmolzen;
   c) mit je $\frac{1}{10}$ der Gewichtsmenge wolframsauren Kaliums und Magnesiumfluorid umgeschmolzen.
2. Die Mischung der chemischen Bestandtheile des Gesteines:
   a) mit $\frac{1}{10}$ der Gewichtsmenge Wolframsäure umgeschmolzen;
   b) mit je $\frac{1}{10}$ der Gewichtsmenge Kalium- und Calciumfluorid umgeschmolzen.

IV. Glimmerschiefer von Brixen in Tirol (die Versuche wurden mit der Mischung der chemischen Bestandtheile des Gesteins angestellt):
1. Mit je $\frac{1}{10}$ der Gewichtsmenge Kalium- und Calciumfluorid und
   $\frac{1}{8}$ der Gewichtsmenge vanadinsaurem Lithium umgeschmolzen.
2. Mit je $\frac{1}{8}$ der Gewichtsmenge Molybdänsäure, Lithiumchlorid und Magnesiumfluorid umgeschmolzen.

Digitized by Google

Als Anhang.

I. Zusammenschmelzung eines basischen und eines sauren Gesteines:

Es wurden 4 Gewichtstheile Melaphyr von Mulatto S. mit 1,5 Gewichtstheile Quarzsyenitaplit von der Rizzoni-Spitze zusammengeschmolzen.

II. Versuche, um die Einwirkung von Natriumthiosulfat als Schmelzmittel auf die Art der Ausscheidung und Erstarrung kennen zu lernen:

1. Andesit von Piatra mori (Mischung der chemischen Bestandtheile desselben) wurde
   a) mit der gleichen Gewichtsmenge Natriumthiosulfat,
   b) „ „ halben „ „
   umgeschmolzen.
2. Granit vom Granit-Peak (Mischung der chemischen Bestandtheile desselben) wurde mit der halben Gewichtsmenge von Natriumthiosulfat umgeschmolzen.

Specieller Theil.

Besprechung der einzelnen Versuche.

I. Der Chloritschiefer von Hrubschitz in Mähren wurde:

1. Ohne Zuthat von Schmelzmitteln und
2. mit $\frac{1}{5}$ der Gewichtsmenge Chlorcalcium und
   $\frac{1}{10}$ „ „ Kaliumfluorid

zusammengeschmolzen.

1. Zum ersten Versuche wurden 3 g des Chloritschiefers feinst gepulvert und im Rose'schen Tiegel umgeschmolzen. Das Gesteinspulver war ohne Zuthat von Schmelzmitteln sehr schwer schmelzbar, erst nach Verlauf von drei Stunden war die Masse vollständig im Flusse und wurde so lange in diesem Zustande erhalten, bis uns Probeentnahmen zeigten, dass eine vollständige Schmelzung stattgefunden hat. Das dauerte ungefähr eine Stunde. Hierauf wurde die Schmelze zur weichteigigen Consistenz abgekühlt und in diesem Zustande bei einer Temperatur von 1160°, um den sich ausscheidenden Mineralien günstige Bedingung zur Krystallisation zu geben,

Digitized by Google

durch acht Stunden erhalten. Hierauf wurde mit der Temperatur langsam und gleichmässig herabgegangen, so dass nach Ablauf von weiteren sechs Stunden die Flamme entfernt wurde und die bereits erstarrte Schmelze langsam abkühlen gelassen wurde. Die Dauer des ganzen Versuches betrug 18 Stunden. Die Oberfläche der erstarrten Schmelze war glasig glänzend von dunkelgrüner Grundfarbe und stellenweise durch eingestreute hellere graugrüne Partien marmorirt. Die Bruchfläche zeigte ein lückig poröses Gefüge, einen porcellanartigen matten Glanz und eine sehr deutliche Differenzirung in eine tiefer gelegene, den grössten Theil der ganzen Schmelze ausmachende lichtgraue, stellenweise etwas röthlich marmorirte Grundmasse mit grossen und kleinen Vacuolen. Darüber liegt die glasig glänzende dunkelgrüne Oberflächenschichte, welche nach oben zu stellenweise von der hellgrauen Grundmasse durchbrochen wird, wodurch die Oberfläche das marmorirte Aussehen bekommt (vergl. Fig. 1 im Texte). Der Dünnschliff zeigt uns schon bei makroskopischer Betrachtung sehr deutliche Schlieren. Die mikroskopische Durchmusterung der Schliffe zeigt uns, dass eine vollständige Umschmelzung stattgefunden hat. Von der ursprünglichen Structur des Chloritschiefers ist keine Spur mehr zu finden. Die hellgraue, den grössten Theil der Schmelze ausmachende Grundmasse erweist sich unter dem Mikroskope als eine ungemein fein struirte, sehr dichte, zum grössten Theil aus feinen Nädelchen bestehende Masse, die also eine ausgesprochene hyalopilitische Structur besitzt. In dieser Masse feinster Nädelchen heben sich als grössere Einsprenglinge doch auch nicht von bedeutender Grösse Feldspathkrystalle hervor, welche mit Sicherheit als Orthoklase erkannt werden, in geringerer Menge vorhanden, aber auch sicher nachweisbar sind Krystalle von Plagioklas. Ausserdem finden wir krystallinisch ausgeschieden kleine, sehr ausgeblasste Hornblendenädelchen, zahlreiche lebhaft polarisirende kleine Olivinkörnchen, welche

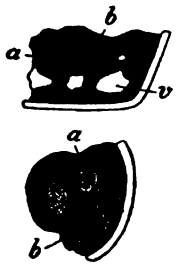


Fig. 1.
a lichtgraue, stellenweise etwas röthlich marmorirte Grundmasse mit grossen u. klein. Vacuolen *v*, *b* dunkelgrüne, glasig glänzende Oberflächenschichte, welche nach oben zu stellenweise von der Grundmasse *a* durchbrochen wird, wodurch die Oberfläche ein marmorirtes Aussehen bekommt.

Digitized by Google

theilweise von Rissen durchsetzt sind, ferner einzelne grünliche Körnchen von sehr hoher Brechbarkeit, welche wahrscheinlich als grüner Spinell anzusprechen sein dürften, und Diopsid in Form von sehr blassen Nädelchen, die theils isolirt, theils in Gruppen sich vorfinden. Hie und da finden wir auch Anhäufungen von Magnetit in Form feinster Körnchen. Feinste Magnetitkörnchen sehen wir auch als Einschlüsse im Diopsid und Olivin. Der Magnesiumgehalt des Glimmers im ursprünglichen Chloritschiefer dürfte wahrscheinlich den Anlass zur Olivinbildung gegeben haben, da wir den Glimmer als solchen in der Schmelze überhaupt nicht mehr nachweisen können. In

Fig. 2.

der grauen hyalopilitischen Grundmasse finden wir aber auch einzelne eiförmig begrenzte hellere Stellen, in welchen auch einzelne ebenfalls sehr zarte Nädelchen eingelagert sind. Es sind dies Glasballen, welche keine Spur von Polarisation zeigen, in diese glasige Grundmasse sind die als Feldspathkrystalle sich erweisenden Nädelchen eingelagert. Einzelne Partien der Schmelze zeigen schlackigporöse Beschaffenheit. Die Art der Ausscheidung ist eine derartige, dass sie structuell nicht mit einem in der Natur vorkommenden Gesteinstypus verglichen werden könnte, am ehesten besteht eine Ähnlichkeit mit sehr feinkörnigen glasigen Andesiten, besonders dann,

Digitized by Google

wenn man die hyalopilitische Ausbildung der Grundmasse vorliegender Schmelze in Berücksichtigung zieht. Bei schwacher Vergrösserung bemerken wir im Übersichtsbilde der Dünnschliffe eine schlierige Structur der Grundmasse, nämlich Streifen und Windungen von abwechselnd hellerer und dunklerer Farbe; dieser Structur entsprechend finden wir bei etwas stärkerer Vergröserung auch die einzelnen Ausscheidungen eingelagert, besonders die Magnetitausscheidungen und die Nester der Feldspathkrystalle sind den Schlieren entsprechend gelagert (vergl. Fig. 2 im Texte). Besonders bemerkenswerth ist hier der Umstand, dass wir im vorliegenden Falle eine Art helicitischer Structur vor uns haben, ohne dass die Schmelze während der Erstarrungsperiode gerührt wurde. Auch von einer Erstarrung unter Druck kann bei der geringen Menge, mit welcher experimentirt wurde, selbst im Innern der Schmelze keine Rede sein. Es scheint dieser Versuch zu beweisen, dass das Entstehen der helicitischen Structur nicht nur durch Erstarrung unter Druck und durch Bewegung der erstarrenden Schmelze bedingt sein kann, sondern dass dieselbe auch in anderen Verhältnissen ihre Entstehungsursache haben kann.

2. Beim zweiten Versuche wurde der feinst gepulverte Chloritschiefer mit $\frac{1}{5}$ der Gewichtsmenge Chlorcalcium und $\frac{1}{10}$ der Gewichtsmenge Kaliumfluorid innig gemengt und geschmolzen. Es wurden zum Versuche verwendet:

5 g Chloritschieferpulver,
1 „ Calcium chloratum fusum,
0,5 „ Kaliumfluorid.

Die Masse war in einer Stunde im Flusse. Sie ist leicht geschmolzen, welche Wirkung hauptsächlich dem Zusatz von Chlorcalcium zuzuschreiben ist. Nachdem hierauf die Masse eine halbe Stunde lang im Flusse erhalten wurde, wurde sie zur weichteigigen Consistenz abgekühlt und in diesem Zustande bei einer Temperatur von 1020° durch fünf Stunden erhalten, hierauf wurde die Temperatur gleichmässig und sehr langsam erniedrigt und nach Ablauf von sechs Stunden die Flamme entfernt, worauf die Schmelze langsam erkalten gelassen wurde. Die Dauer des ganzen Versuches betrug 12½ Stunden. Die hierbei erhaltene Schmelze stellt eine grau-

Digitized by Google

grüne, lückig poröse, glasig glänzende Masse vor mit muscheligen Bruchflächen, welche grössere und kleinere Vacuolen aufweisen, an deren Wandungen man mit freiem Auge winzige glänzende Krystallnadeln aufsitzen sieht. Bei der mikroskopischen Untersuchung der aus der Schmelze hergestellten Dünnschliffe sehen wir, dass die Grundmasse von einem ziemlich farblosen und nur an einigen Stellen schwach gelblich gefärbten vollkommen isotropen Glase gebildet wird, in welchem an einigen Stellen zahlreiche dicht aneinander gelagerte Mikrolithen ausgeschieden sind, so dass die Glasmasse an diesen Stellen ihre Durchsichtigkeit einbüsst und nur mehr durchscheinend erscheint. Die Art der Ausscheidung der übrigen Bestandtheile stimmt im Wesentlichen mit derjenigen des vorigen Versuches überein. Es finden sich grosse gut ausgebildete Plagioklasnadeln, sie sind farblos, viele von ihnen sind nicht scharf conturirt und erscheinen von der Grundmasse corrodirt. Auch finden wir in der glasigen Grundmasse zahlreiche Feldspathkrystallskelette mit ihren typischen Polarisationserscheinungen eingelagert. Ferner finden wir Ausscheidungen von Augit in Form von blassgrünen bis grünen Krystallnadeln, die lebhaft polarisiren, theils isolirt liegen, theils zu Garben und Büscheln angeordnet, ähnlich wie gewöhnlich Grammatitbüscheln in Gesteinen aufzutreten pflegen. Es dürften dies sehr thonerdearme Augite sein. Zu bemerken wäre, dass die Feldspath- und Augitkrystalle im vorliegenden Versuche viel grösser, länger und schöner ausgebildet erscheinen als im vorigen Versuche, bei welchem der Chloritschiefer ohne Zuthat von Schmelzmitteln umgeschmolzen wurde. Da im Übrigen die Versuchsbedingungen in beiden Fällen dieselben waren, so müssen wir als Ursachen der besseren Krystallausbildung die niedrigere Schmelz- und Erstarrungstemperatur ansehen, welche im zweiten Versuche durch Hinzufügen von Chlorcalcium, welches erfahrungsgemäss die Schmelztemperatur bedeutend herabsetzt, bedingt wurde. Andererseits hatte aber die niedrige Schmelz- und Erstarrungstemperatur die unangenehme Nebenwirkung, dass ein grosser Theil der Schmelze, wie bereits oben erwähnt wurde, zu einem farblosen bis lichtgraugelben Glase erstarrte, welches vollkommen isotrop erscheint und nur Anhäufungen von Mikrolithen auf-

Digitized by Google

weist. In diesem Glase finden wir aber stellenweise auch Feldspathkrystallskelette und einzelne Nädelchen von sehr schwacher Polarisation, welche wir als Anfangsstadien einer krystallinischen Ausscheidung ansehen können. Stellenweise finden wir in dem Glase auch Muscovit in Form sehr gut ausgebildeter Krystalle, welche auch deutliche Spaltbarkeitserscheinungen und die charakteristische Polarisation zeigen, ausgeschieden. Vom Magnetit kamen nur sehr geringe Mengen in Form von Körnchen zur Ausscheidung. Die Art und Structur dieser Ausscheidungen ist eine derartige, dass wir zu derselben in der Reihe der natürlichen Gesteinstypen kein Analogon finden; der glasige Antheil der erstarrten Schmelze sieht noch am ehesten einem Lithoidit gleich.

Die Zusammensetzung des verwendeten Chloritschiefers nähert sich am meisten der Zusammensetzung des Schiefers von Zöptau in Mähren[1]. Nach dem Umschmelzen dieses Schiefers wurde ein pilitisch struirtes Gemenge von vorwiegend thonerdearmem Augit, dann etwas Olivin und Magnetit und grösseren Mengen Feldspath erhalten neben den schon erwähnten in geringerer Menge vorhandenen Mineralien. Wenn man die Analyse des diopsidischen Augites aus dem Hypersthenandesit von Georgios I Santorin und ebenso die des Hypersthens aus dem Hypersthenandesit vom Buffalo-Peak[2] in Betracht zieht, so findet man sich zum Schlusse veranlasst, dass die Chloritschiefer beim Umschmelzen sich derartig verändern, dass sehr thonerdearme Augite entstehen, ähnlich wie die in den Andesitlaven, nebenbei entsteht wegen des Magnesiumgehaltes der Chloritschiefer etwas Olivin. Da es in Chloritschiefern an der nöthigen Menge Al_2O_3 fehlt, um den Andesit selbst zu bilden, so scheidet sich eben als Differentiationsproduct ein Theil der Kieselsäure als Quarz besonders dann leicht aus, wenn noch ein temperaturerniedrigendes Schmelzmittel hinzugegeben wird und die Glasbildung erleichtert wird. Es wäre noch von Interesse, einen Chloritschiefer mit der zur Bildung eines typischen Andesitmagmas nothwendigen Menge Thonerde zusammenzuschmelzen und zu untersuchen, ob man

[1] Vergl. E. Kalkowsky, Elemente der Lithologie. 1886. p. 199 f.

[2] Vergl. H. Rosenbusch, Elemente der Gesteinslehre. 1898. Tabelle auf p. 290. No. 10 u. 11.

Digitized by Google

als Erstarrungsproduct einen Andesit oder wenigstens ein dem Andesite nahekommendes Product erhält.

II. Der Amphibolit von Radlbach in Steiermark wurde:

1. Ohne Zuthat von Schmelzmitteln,
2. mit $\frac{1}{10}$ der Gewichtsmenge Wolframsäure und
3. mit je $\frac{1}{10}$ der Gewichtsmenge Kaliumfluorid und Calciumfluorid zusammengeschmolzen.

1. Zum ersten Versuche wurden 10 g des feinst gepulverten Amphibolites ohne jeglichen Zusatz umgeschmolzen. Das Gesteinspulver war leicht schmelzbar, in einer Stunde war die ganze Masse bereits im Flusse. Hierauf wurde die Masse zur weichteigigen Consistenz abkühlen gelassen und in diesem viscosen Zustande bei einer Temperatur von 1070° durch 13 Stunden erhalten, dann wurde mit der Temperatur langsam und gleichmässig herabgegangen bis nach Verlauf weiterer drei Stunden die Flamme entfernt wurde. Die Dauer des ganzen Versuches betrug 17 Stunden. Die bei diesem Versuche erhaltene erstarrte Schmelze war von schwarzer Farbe, an der Oberfläche und an den muscheligen Bruchflächen von matter griesiger Beschaffenheit. Die Masse ist sehr compact und nur hie und da von grösseren und kleineren Poren durchsetzt. Die Bruchflächen und noch mehr die freien Flächen der Vacuolen sind übersät von winzigen mit freiem Auge eben noch zu erkennenden glitzernden Krystallnadeln. Nur am Boden des Tiegels findet sich eine ungefähr 3—4 mm dicke, rein glasige, am Bruche glänzende, tiefschwarze Partie, welche auch bei mikroskopischer Durchmusterung keinerlei Ausscheidungen zeigt und sich als eine vollkommen isotrope, gelbbraune, homogene Glasmasse erweist. Der am Bruche mattgriesige grössere Antheil der Schmelze ist jedoch sehr reich an Ausscheidungen und zeigt uns das typische Bild eines natürlichen Feldspathbasaltes. (Vergl. Taf. VII Fig. 1.) In dieser Partie bildet die Glasmasse nur zarte, netzartig, grossmaschig verzweigte Gänge, in der Grundmasse selbst befindet sich kein Glas. Die Grundmasse ist theilweise von vielen kleinen Bläschen durchsetzt, sie ist von schwarzer Farbe und ist sehr reich an Magnetitausscheidungen, theils

Digitized by Google

in Form von Kryställchen, theils als Körnchen, ausserdem finden wir Feldspathkrystalle, es sind dies grösstentheils Plagioklase zwischen Labrador und Anorthit stehend, aber näher dem Anorthit, ferner Augit sowohl in Form von lebhaft polarisirenden Körnchen, die hie und da in die magnetitreiche Grundmasse eingelagert sind, als auch in Form von theils isolirt stehenden, theils zu Gruppen und Garben vereinigten Nädelchen und schmalen, langgestreckten, gelb bis bräunlich gefärbten Leistchen. In der homogenen, glasigen, hellbraun gefärbten Glasmasse, welche in Form eines grossmaschigen feinen Netzes in die Grundmasse eingelagert ist, finden wir hie und da Gruppen von Magnetitkörnchen eingelagert, auch büschelförmige Krystalliten im Glas finden wir daselbst. Diese sind aber ebenso wie die Glasmasse vollkommen isotrop. Die gelbbraune Farbe rührt vom Eisenoxydulgehalt her. Structurell stimmt das Bild dieses Schliffes vollkommen überein mit dem typischen Bilde eines natürlichen eisenreichen Feldspathbasaltes. Es hat also hier eine vollständige Umschmelzung des Amphibolites stattgefunden und dessen Magma ist beim Abkühlen zu einem eisenreichen Feldspathbasalt erstarrt.

Der bei diesem Versuche verwendete Amphibolit besteht nach J. Ippen's Angaben[1] aus vorherrschend Amphibol, grünem malakolithartigem Augit, ferner Zoisit und endlich einem dem Anorthit nahestehenden Feldspath. Jedenfalls ist der Amphibol bei der Umschmelzung vollständig in Augit umgewandelt worden, der Zoisit dürfte seinen Kalkgehalt ebenfalls zur Bildung von Plagioklas hergegeben haben, wie ja der Zoisit auch sonst in den dem Saussurit ähnlichen Feldspath überzugehen pflegt. Dadurch, dass theilweise hellerer Augit entstanden ist, wurde Magnetit aus der ursprünglichen Hornblende und aus dem Augite des Amphibolites ausgeschieden, der sich nun in der Grundmasse des entstandenen Feldspathbasaltes findet. Dieser Versuch scheint für die Thatsache zu sprechen, dass ein und dasselbe feuerflüssige Magma je nach Umständen beim Erstarren einmal einen Amphibolit, einmal einen Feldspathbasalt ergeben kann, dass es also nicht von der chemischen Zu-

[1] Vergl. J. A. Ippen, Zur Kenntniss einiger archäischer Gesteine des Bachergebirges. Arbeiten der Section für Mineralogie etc. des naturwissenschaftlichen Vereines von Steiermark. Graz 1894.

Digitized by Google

sammensetzung des feuerflüssigen Magmas abhängt, ob beim Erstarren das eine oder das andere Gestein sich bildet. Für diese Ansicht würde auch die Thatsache sprechen, dass wir in der Literatur viele Feldspathbasalt-Analysen finden können, welche sich nahezu vollständig mit den Analysen von Zoisitamphiboliten decken. Um nur einige Beispiele herauszugreifen, verweise ich auf die Analysen des Zoisitamphibolites von Langenlois in Niederösterreich und des Augitamphibolites von Township of Brandon, Quebec in Canada [1] und zum Vergleiche dazu auf die Analysen von einigen Feldspathbasalten [2]. Beim Vergleichen dieser Analysen finden wir, dass einige Amphibolitanalysen in ihren Hauptsachen bis auf einige unwesentliche Unterschiede mit einigen Feldspathbasalt-Analysen beinahe vollkommen übereinstimmen und wir daher annehmen müssen, dass die feuerflüssigen Magmen, durch deren Erstarrung sich diese Gesteine bildeten, jedenfalls auch nahezu die gleiche chemische Zusammensetzung haben mussten.

2. Beim zweiten Versuche dieser Reihe wurde der feinst gepulverte Amphibolit mit $\frac{1}{10}$ der Gewichtsmenge Wolframsäure zusammengeschmolzen. Es wurden zum Versuche verwendet:

5 g Amphibolitschieferpulver und für
0,5 „ Wolframsäure die entsprechende Menge:
0,7 „ wolframsauren Kaliums.

Das Gemenge war ausserordentlich leicht schmelzbar und in einer halben Stunde bereits im Flusse, welche Thatsache lediglich im Zusatz von Wolframsäure ihren Grund hat. Hierauf wurde die Schmelze zwei Stunden im Flusse erhalten, dann wurde sie zur Viscosität abgekühlt und in diesem Zustande bei einer Temperatur von 1030° dreizehn Stunden lang erhalten. Sodann wurde mit der Temperatur langsam und gleichmässig herabgegangen und nach Ablauf von weiteren drei Stunden die Flamme entfernt, worauf die Schmelze langsam erkalten gelassen wurde. Die Dauer des ganzen Versuches betrug 18½ Stunden. Die erstarrte Schmelze sieht

[1] Vergl. H. Rosenbusch, Elemente der Gesteinslehre. 1898. p. 515. Tab. No. 6 u. 7 etc.

[2] Vergl. F. Zirkel, Lehrbuch der Petrographie. II. Bd. 1894. p. 901. No. 9 u. 10 etc.

Digitized by Google

bei makroskopischer Betrachtung der beim vorigen Versuche erhaltenen beinahe vollkommen gleich. Es ist eine mattschwarze, compacte, hie und da von feinen Lücken durchsetzte Masse; die Bruchflächen derselben sind glatt, griesig, in den oberflächlich gelegenen Partien matt, in den unteren etwas glänzend und ebenfalls von Lücken durchsetzt. Die Bruchflächen zeigen zwar mit freiem Auge betrachtet nicht mehr, wohl aber mit der Lupe deutlich erkennbare winzige, glitzernde Kryställchen. Bei der mikroskopischen Durchmusterung der aus der erstarrten Schmelze angefertigten Dünnschliffe können wir ganz deutlich dreierlei von einander structurell verschiedene, aber ohne scharfe Grenze ineinander allmählich übergehende Partien deutlich unterscheiden.

Die unterste, dem Boden des Tiegels benachbarte Partie, welche, wie bereits erwähnt, auch bei der makroskopischen Betrachtung der Bruchflächen sich durch ihren Glanz von den matten, oberflächlich gelegenen Partien deutlich unterscheidet, stellt eine bräunlichgelbe, homogene, vollkommen isotrope, glasige Grundmasse vor, in welcher sich reichlich grosse, sehr schön ausgebildete Krystalliten, welche sich der Margaritenform nähern, vorfinden (vergl. Taf. VII Fig. 2). Diese zeigen selbst mit dem Gypsplättchen untersucht ebenfalls keine Spur von Polarisation. Ausser diesen schön ausgebildeten Krystalliten finden sich in dieser Partie kleine Würfelchen mit gekreuzten, diagonal verlaufenden, hellen Streifen. Auch diese zeigen keine Spur von Polarisation und dürften nur Glasmikrolithen sein. Schliesslich finden sich als einzige Mineralausscheidungen in dieser glasigen Partie einzelne gut ausgebildete Augitnädelchen, welche lebhafte Polarisation zeigen. In der oberflächlich gelegenen, an der Bruchfläche matt griesig aussehenden Partie haben wir u. d. M. zwei verschiedene Antheile, die aber ineinander allmählich übergehen, deutlich zu unterscheiden. Wenn man den Dünnschiff mit der Lupe betrachtet, erscheint die eine Partie dunkelgrau, die andere braungelb gefärbt. U. d. M. erscheint die dunkelgraue Partie als eine eisenreiche, basaltische Grundmasse, welche vollkommen dem im vorigen Versuche erhaltenen Feldspathbasalte entspricht (vergl. Taf. VII Fig. 1). In der Grundmasse eingelagert sind reichlich vertreten kleinste Magnetitkörnchen,

Digitized by Google

welche stellenweise so dicht gelagert sind, dass der Dünnschliff beinahe undurchsichtig wird; diese bewirken auch die Graufärbung dieser Partie. Es finden sich in derselben auch zahlreich vertreten Feldspathnadeln, einzelne derselben sind sehr gross und regelmässig ausgebildet. Die Feldspäthe sind Plagioklase, wie sie auch in den natürlichen basaltischen Gesteinen gewöhnlich vorzukommen pflegen. Augitnädelchen sind in dieser Partie sehr spärlich vertreten. Die andere, braungelb gefärbte Partie zeigt uns gerade das Gegentheil. Es finden sich hier massenhaft Augitnädelchen ausgeschieden; diese erreichen mitunter eine ansehnliche Grösse und sind wirr durcheinander gelagert, mitunter finden sich auch Büschel von Augitnädelchen in dem Gewirre. Magnetit fehlt in dieser Partie vollständig. Der Feldspath kam hier nur in geringer Menge zur Ausscheidung, es finden sich nur vereinzelte kleine Nädelchen von Plagioklas. Olivinbildung konnte nicht nachgewiesen werden, trotzdem mehrere Schliffe auf dieses Mineral hin genau durchgemustert wurden. Nachdem wir bei vorliegendem Versuche Wolframsäure als Schmelzmittel angewendet haben, welche die Schmelz- und Erstarrungstemperatur erfahrungsgemäss beträchtlich herabsetzt, und wegen der sehr langsamen und regelmässigen Abkühlung war nach den Angaben Hautefeuille's[1] eine Ausscheidung von Quarz zu erwarten. Eine solche konnte jedoch nicht constatirt werden. Mit grösster Wahrscheinlichkeit können wir annehmen, dass die gesammte Kieselsäure, insoferne sie nicht zur Bildung der Plagioklase und Augite verwendet wurde, zur Bildung der glasigen Grundmasse und der Krystalliten, welche sich in derselben gebildet haben, aufgebraucht wurde. Bei diesem Versuche wäre von Interesse, zu bemerken, dass sowohl die plagioklasreiche, magnetitführende dunkelgraue als auch die augitreiche, magnetitfreie braungelbe Partie mit basaltischer Intersertalstructur ausgebildet ist, dass also der Amphibolit auch mit Schmelzmitteln zusammengeschmolzen und bei niedrigen Temperaturen langsam abgekühlt basaltisch erstarren kann.

[1] Vergl. P. Hautefeuille, Sur la reproduction simultanée de l'orthose et du quartz. (Compt. rend. de l'acad. d. scienc. 90. I. sem. 1880. No. 14. p. 830.)

Digitized by Google

3. Um auch den Einfluss anderer Schmelzmittel auf die Art der Erstarrung eines durch Schmelzen des Amphibolites erhaltenen Magmas kennen zu lernen, wurde der Radlbacher Amphibolit auch mit je $\frac{1}{10}$ der Gewichtsmenge Kaliumfluorid und Calciumfluorid umgeschmolzen. Es wurden zum Versuche verwendet:

5 g des feinst gepulverten Amphibolites,
0,5 „ Kaliumfluorid und
0,5 „ Calciumflorid.

Die Masse war im Laufe einer halben Stunde sehr leicht geschmolzen, sie wurde hierauf eine Stunde im Flusse erhalten, sodann langsam zur Viscosität abgekühlt und im viscosen Zustande bei einer Temperatur von 1030° durch dreizehn Stunden erhalten, hierauf wurde mit der Temperatur langsam und gleichmässig herabgegangen und nach drei Stunden der Abkühlungszeit die Flamme entfernt. Die Dauer des ganzen Versuches betrug 17½ Stunden. Auch diese Schmelze sieht bei makroskopischer Betrachtung den in den beiden vorhergehenden Versuchen erhaltenen vollkommen gleich. Es ist eine mattschwarze, sehr feste, von grösseren und kleineren Poren durchsetzte Masse, welche in allen ihren Theilen ein mattes, griesiges Aussehen zeigt, eine glasige Partie ist hier nicht mehr zu finden. An den Bruchflächen sieht man zahlreiche, ziemlich grosse, glitzernde Krystalle, welche die ganze Masse gleichmässig durchsetzen. Das mikroskopische Bild zeigt uns, dass die ganze Schmelze in allen ihren Theilen eine durchwegs gleichartige Beschaffenheit besitzt. Wir sehen eine dunkelgraue, lückig poröse Masse, welche uns das typische Bild einer basaltisch erstarrten Lava darbietet. Diese dunkelgraue, dichte Grundmasse ist in ihrer grössten Ausdehnung vollkommen frei von Glas, nur an einzelnen Stellen finden wir Adern einer dunkelbraunen, homogenen, vollkommen isotropen Glasmasse. Wenn wir diese Grundmasse bei starker Vergrösserung näher betrachten, so sehen wir, dass sie der Hauptsache nach aus winzigen, dicht gelagerten Magnetitkryställchen besteht, wir finden sehr gut ausgebildete, winzige Oktaëderchen darunter. Diese Ausscheidungen sind so regelmässig in der Grundmasse vertheilt, dass diese bei schwächerer Vergrösserung nur gleichmässig

Digitized by Google

grau erscheint, ohne die näheren Details erkennen zu lassen. An der Bildung dieser Grundmasse nehmen aber neben den Magnetitkryställchen auch Plagioklase in Form feinster Nädelchen und Leistchen Antheil. In diese Grundmasse eingelagert finden wir in grösseren Krystallen ausgeschieden reichlich vertreten Plagioklas in Form von grösseren Nädelchen. Diese sind schmal und länglich, die meisten derselben erscheinen nicht vollkommen krystallographisch begrenzt und sind grösstentheils von der Grundmasse corrodirt. Auch Augit kam in Form von schmalen, gelblichen Nadeln und lebhaft polarisirenden Körnchen zur Ausscheidung. Vereinzelt finden sich aber auch nicht corrodirte, krystallographisch vollkommen begrenzte Augitkrystalle in der Grundmasse eingelagert. Dadurch erscheint also das Product dieser Umschmelzung als ein typisches Bild einer natürlichen Feldspathbasaltlava und stimmt structuell bis auf die lückig poröse Beschaffenheit und die Thatsache, dass im vorliegenden Versuche sowohl die Plagioklase als auch die Augite von der Grundmasse etwas stärker corrodirt erscheinen, in ihrer Structur vollkommen überein mit dem beim ersten Versuche dieser Reihe erhaltenen Feldspathbasalte. Bemerkenswerth ist ausserdem auch noch der Umstand, dass trotz relativ reichlichem Zusatz von Fluoriden nicht ein Glimmerbasalt entstanden ist. Wahrscheinlich ist dafür der Grund darin zu suchen, dass sich die als Schmelzmittel zugesetzten Fluoride bei der lang andauernden hohen Temperatur dissociirten und verflüchtigten, bevor die Glimmerbildung eintreten konnte.

Die zusammenfassende Betrachtung der drei mit Amphibolit von Radlbach angestellten Umschmelzungsversuche ergiebt die Leichtigkeit, mit welcher sich derselbe beim Umschmelzen und Wiedererstarrenlassen in Feldspathbasalt umwandelt. Die Unterschiede der Ausbildung und die Abweichungen vom Normaltypus des Feldspathbasaltes im zweiten und dritten Versuch dieser Reihe sind nur auf den Zusatz der verschiedenen Schmelzmittel zurückzuführen, wodurch auch die Erstarrungstemperatur entsprechend beeinflusst wurde. Was den Chemismus dieses Umwandlungsprocesses anbelangt, so wäre ausser dem bereits beim ersten Versuche Angeführten nichts wesentlich Neues hinzuzufügen.

Digitized by Google

III. Mit dem Biotitgneiss von Freiberg in Sachsen wurden zwei Versuchsserien angestellt, und zwar wurde einerseits das Pulver des natürlichen Gesteines, andererseits das der chemischen Zusammensetzung desselben entsprechende Gemisch von Chemikalien verwendet. Die Mischung wurde entsprechend dem Resultate der Analyse des Biotitgneisses von Freiberg[1] folgendermaassen hergestellt:

Analyse:		(dieser entsprechend die)	Mischung:	
Kieselsäure . .	66,42		SiO_2 . . .	14,105
Thonerde . . .	14,76	wurde ersetzt durch	$Al(OH_3)$. .	5,64
Eisenoxydul . .	7,50	„ „ „	Fe_2O_3 . .	1,90
Kalk	2,20	„ „ „	$CaCO_3$ . .	1,00
Magnesia . . .	1,80		MgO . . .	0,40
Kali	3,52	wurde ersetzt durch wasserfr.	K_2CO_3 . .	1,63
Natron	1,75	„ „ „ „	Na_2CO_3 . .	0,75
Wasser	1,85			

1. Mit dem Pulver des natürlichen Gesteines wurden drei Versuche gemacht. Es wurde dasselbe:

a) mit $\frac{1}{10}$ der Gewichtsmenge Wolframsäure,

b) „ je $\frac{1}{10}$ der Gewichtsmenge Kaliumfluorid und Calciumfluorid,

c) mit je $\frac{1}{10}$ der Gewichtsmenge wolframsauren Kaliums und Magnesiumfluorid umgeschmolzen.

2. Wurde die Mischung der chemischen Bestandtheile des Gesteines:

a) mit $\frac{1}{10}$ der Gewichtsmenge Wolframsäure,

b) „ je $\frac{1}{10}$ der Gewichtsmenge Kaliumfluorid und Calciumfluorid zusammengeschmolzen.

1. Zuerst will ich die mit dem Pulver des natürlichen Gesteines angestellten Versuche besprechen:

a) zum ersten Versuche wurden verwendet:

5 g des Biotitgneisses von Freiberg in Sachsen und
0,5 „ Wolframsäure in Form von 0,7 g wolframsauren Kaliums.

Das Gemenge wurde im Rose-Tiegel geschmolzen. In einer Stunde war die Masse im Flusse und wurde zwei Stunden im Flusse erhalten. Sie wurde hierauf zur Viscosität

[1] Vergl. Zirkel, Lehrbuch der Petrographie. III. Bd. 1894. p. 223. 3. Analyse.

Digitized by Google

abgekühlt und in diesem Zustande bei einer Temperatur von 1070° zwölf Stunden lang erhalten, hierauf wurde mit der Temperatur gleichmässig herabgegangen und nach drei Stunden die Flamme entfernt. Die Dauer des ganzen Versuches betrug 18 Stunden. Die hierbei resultirende Schmelze war von mattschwarzer Farbe, sehr fest und zeigte an den Bruchflächen unregelmässig vertheilte Lücken und Poren. Die Bruchflächen erschienen wie mit kleinsten glitzernden Kryställchen besät, matt glänzend. Die aus der Schmelze hergestellten Dünnschliffe zeigten u. d. M. das typische Bild eines natürlichen, sehr dunklen, eisenreichen, lückig porösen Basaltes. Mit freiem Auge sieht man im Dünnschliffe einzelne schwarzbraune compacte Nester in der lückig porösen Grundmasse eingelagert. Diese erweisen sich u. d. M. als Inseln eines dunkelbraunen Glases, in welchem reichlich eingelagert sind die für Tachylytglas charakteristischen Mikrolithen. Das Bild stimmt vollkommen überein mit der Beschreibung und den Abbildungen des Tachylytglases von Bobenhausen[1]. Die Grundmasse ist sehr eisenreich und besteht, wie man sich bei stärkerer Vergrösserung überzeugen kann, aus zahlreichen kleinen Feldspathnädelchen und reichlichen Magnetitausscheidungen theils in Form von Körnchen, theils in Form von winzigen Kryställchen. Stellenweise ist die Grundmasse auch von Glasmasse stark durchdrungen. In dieser Grundmasse finden sich auch Feldspäthe eingelagert in Form grösserer langgestreckter Krystalle und Leisten. Es sind dies der Hauptmenge nach Labradore von der Mischung $Ab_1 An_2$, daneben findet man aber auch Orthoklase, und zwar zumeist in Form einfacher Nadeln ohne Zwillingsbildung. Auch Labradortäfelchen sind vorhanden, jedoch in der Minderzahl. Ferner finden wir auch Augitausscheidungen, und zwar in relativ geringer Menge im Verhältniss zur reichlichen Ausscheidung der Plagioklase. Die Augite stellen blassgrünlichgelbe, sehr ausgebleichte Prismen vor. Auch einzelne sehr lebhaft polarisirende, an ihren ter-

[1] Vergl. H. Möhl, Die Gesteine der Sababurg in Hessen. Cassel 1871; Zirkel, Mikroskopische Beschreibung der Mineralien und Gesteine. 1873. p. 434, und ferner von demselben herausgegeben: Die Krystalliten, von Hermann Vogelsang. 1875. p. 111, und dazu die Abbildung Taf. XIV Fig. 1, welcher unser Präparat vollkommen gleicht.

Digitized by Google

minalen Enden zerfranste Leistchen bemerkt man. Sie sind mitunter nicht scharf conturirt. Ihr Lichtbrechungsvermögen ist ein sehr hohes. Es dürften dieselben mit grösster Wahrscheinlichkeit Olivine sein und entsprechen wegen ihrer Corrosionserscheinungen an den beiden terminalen Enden der Leistchen den von KREUTZ[1] beschriebenen Formen. Ferner finden sich grössere und kleinere Täfelchen mit hexagonalem Durchschnitt in der Grundmasse eingelagert. Diese bleiben im polarisirten Lichte nicht vollständig dunkel, sondern ein inneres Feld derselben wird zwischen gekreuzten Nicols grau und ist in der Peripherie von randlichen lebhaft polarisirenden Leistchen umgeben. Es sind dies künstlich hergestellte Nepheline, wie solche auch FRIEDEL in Paris[2] bei seinen Versuchen erhalten hat. Schliesslich wäre von den zur Ausscheidung gelangten Mineralien noch der Quarz zu erwähnen. Er bildet hie und da von der Grundmasse etwas corrodirte Täfelchen, welche sehr deutlich in den NEWTON'schen Farben polarisiren. Von ganz besonderer Bedeutung wäre folgender Befund: an einzelnen Stellen der Dünnschliffe finden sich in dem sicher ganz umgeschmolzenen und wieder erstarrten Gesteine Nester, welche nur aus Feldspath und Quarz zusammengesetzt sind und von der basaltischen Grundmasse, in die sie eingelagert sind, scharf abgegrenzt erscheinen. Ihrem Aussehen nach gleichen sie vollkommen den sogenannten Gneisseinschlüssen in echten Basaltbomben. Es scheint diese Thatsache zu beweisen, dass einzelne der Gneisseinschlüsse in den natürlichen Basalten und Basaltbomben durchaus nicht Gneiss sein müssen, sondern einfach Schlieren des Feldspathbasaltmateriales bedeuten, die in der dem Gneiss typischen Structur zur Ausscheidung kamen (vergl. Taf. VII Fig. 3). Wenn wir das Resultat dieses Versuches überblicken, so finden wir, dass vom

[1] Vergl. H. ROSENBUSCH, Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien. Stuttgart 1892. p. 467. Fig. 139; ferner daselbst Taf. II Fig. 4; ferner F. ZIRKEL, Die Krystalliten, von HERMANN VOGELSANG. Bonn 1875. Taf. VII Fig. 19.

[2] Vergl. FRIEDEL, Action des alcalis et des terres alcalines, des silicates alcalins et de quelques solutions salines sur le mica: production de la népheline, de la sodalithe, de l'amphigène, de l'orthose, de l'anorthite. Compt. rend. 1890. **110**. 1170—1178; Bull. de la soc. franç. d. min. **13**. 129—139; Ausz. Z. **21**. 259.

Digitized by Google

Glimmer des Gneisses in der erstarrten Masse gar keine Spur mehr zu finden ist. Das Magnesium desselben dürfte zur Bildung des Olivins verwendet worden sein. Der Feldspath kam wieder zur Ausscheidung, und zwar grösstentheils als Plagioklas. Ein Theil des Natrons ist zur Nephelinbildung verbraucht worden. Der grösste Theil der Kieselsäure wurde mit einem Theil der Alkalien, alkalischen Erden unter Betheiligung des im Biotit enthaltenen Eisens zur Bildung des braunen eisenoxydhältigen Tachylytglases verbraucht. Ein geringer Theil des Siliciumdioxydes findet sich wieder in Form des Quarzes ausgeschieden. Die Ursache davon dürfte in dem Zusatze der Wolframsäure zu suchen sein, denn diese begünstigt, dem Gesteinspulver als Schmelzmittel zugesetzt, nach Angaben HAUTEFEUILLE's[1] die Ausscheidung von Quarz in hohem Grade.

b) Beim zweiten Versuche wurde ein inniges Gemenge von
5 g Biotitgneiss mit
0,5 „ Kaliumfluorid und
0,5 „ Calciumfluorid zusammengeschmolzen.

In einer halben Stunde war die Masse im Flusse und wurde zwei Stunden in diesem Zustande erhalten. Hierauf wurde die Schmelze zur Viscosität abgekühlt und in weichteigiger Consistenz bei einer Temperatur von 1020° durch zehn Stunden gehalten, sodann im Laufe weiterer drei Stunden allmählich erstarren gelassen. Die Dauer des ganzen Versuches betrug 15½ Stunden. Die erstarrte Schmelze stellt eine schwarze, glasige, homogene, sehr harte, spröde Masse mit muscheligen Bruchflächen vor. Sie gleicht vollkommen einem natürlichen Obsidian. Unter dem Mikroskop zeigen die Dünnschliffe derselben eine gelblichbraune glasige Grundmasse, die theilweise schlierig erstarrt ist. Diese Glasmasse ist sonst homogen und vollkommen isotrop. In derselben sind stellenweise Magnetitkörnchen und -Kryställchen und hie und da feine, zarte Plagioklasnädelchen eingelagert. Sonst ist gar nichts zur Ausscheidung gelangt. Der Umstand, dass bei diesem Versuche nur Glas entstanden ist, dürfte seine Ur-

[1] Vergl. P. HAUTEFEUILLE, Sur la reproduction simultanée de l'orthose et du quartz. Compt. rend. de l'acad. d. science. 90. I. sem. 1880. No. 14. p. 830.

Digitized by Google

sache in folgenden zwei Momenten haben: erstens die relativ grosse Menge von Fluoriden ($\frac{1}{2}$ der ganzen Mischung), von welcher die Hälfte noch ein Alkalifluorid ist, und zweitens die jedenfalls zu lange Phase des Schmelzzustandes. Diese beiden Momente haben jedenfalls eine vollständige Aufschliessung der Mineralien bewirkt, so dass die Schmelze beim Erstarren nur ein Glas liefern konnte. Von einer krystallinischen Ausscheidung der einzelnen Mineralien kann natürlich unter diesen Umständen keine Rede sein.

c) Beim dritten Versuche wurden:

5 g Biotitgneisspulver mit
0,5 „ wolframsauren Kaliums und
0,5 „ Magnesiumfluorid

im Rose'schen Tiegel zusammengeschmolzen. In einer halben Stunde war die Mischung bereits geschmolzen und wurde eine Stunde im Flusse erhalten, hierauf zur Viscosität abgekühlt und in diesem Zustande bei einer Temperatur von 950° durch zehn Stunden belassen. Hierauf wurde langsam und gleichmässig die Schmelze im Laufe weiterer drei Stunden abgekühlt. Die Dauer des ganzen Versuches betrug $14\frac{1}{2}$ Stunden. Hierbei resultirte eine dunkelgraugrüne, an der Oberfläche wie an den Bruchflächen glasig glänzende, harte, von zahlreichen grossen und kleinen Lücken und Poren durchsetzte, stellenweise durch helle Pünktchen gesprengelte, glasige Masse, die einer gewöhnlichen Schlacke vollkommen gleichsieht. Bei makroskopischer Betrachtung der aus dieser Schmelze hergestellten Schliffe sehen wir, dass die ganze Masse schlierig erstarrt ist. Diese Schlieren sind ganz deutlich als hellere und dunklere Streifen zu erkennen. U. d. M. bemerken wir, dass diese Schlieren von einander verschieden sind. Einige Schlieren zeigen das typische Bild eines Rhyolithglases. Sie bestehen aus einer gelblichgrauen, glasigen, isotropen Grundmasse, welche eine ausgesprochen starke Fluidalstructur aufweist. In dieser Grundmasse findet man vereinzelte Quarze eingelagert in Form grösserer Täfelchen mit ihren charakteristischen Polarisationserscheinungen. Andere Schlieren bestehen aus vollkommen homogener Glasmasse, in welcher nur hie und da vereinzelte Plagioklasnädelchen ausgeschieden sind. Wieder andere Partien der Schmelze zeigen eine für den

Digitized by Google

Glimmerschiefer charakteristische Zusammensetzung. Man findet in diesen Partien lebhaft polarisirende, mitunter krystallographisch nicht vollkommen begrenzte Quarzplättchen, genau so ausgebildet, wie sie in den natürlichen krystallinen Schiefern vorzukommen pflegen. Auch Plagioklas in Form von Leistchen und Nädelchen findet sich in diesen Partien. Und ausserdem einzelne, stellenweise sehr häufig auftretende Muscovitplättchen, welche eine schwache Polarisation zeigen. Wir haben hier eine Ausscheidung von Glimmerplättchen vor uns. Diese dürfte wahrscheinlich ihren Grund haben in dem als Schmelzmittel zugesetzten Magnesiumfluorid, welches nach Angaben C. Doelter's[1] die Glimmerbildung begünstigt. Der Zusatz von Magnesiumfluorid ist in diesem Versuche ganz gewiss auch die Ursache, dass hier auch der Aufschluss nicht mehr so vollständig war wie im vorigen Versuch und daher auch die krystallinische Ausscheidung der einzelnen Mineralien bei weitem reichlicher als im vorigen Versuch ausfiel, da nämlich die Fluoride der alkalischen Erden nicht in dem Maasse die Tendenz haben, aufschliessende saure Fluoride zu bilden wie die Alkalifluoride. Die prächtigen Quarzausscheidungen wurden jedenfalls durch den Zusatz der Wolframsäure bedingt (vergl. die bereits citirten Angaben von Hautefeuille). Es hat sich also bei diesem Versuche ein Theil des ganzen sauren Biotitgneisses als ein schlieriges Glas, wahrscheinlich von ähnlicher Zusammensetzung gebildet. In diesem haben sich als Hauptconstituenten neu gebildet und ausgeschieden Quarz, Glimmer und Feldspath, ohne jedoch einen typischen Gesteinsverband zu bilden. Nur einzelne Stellen der Schmelze zeigen, wie erwähnt, das Bild eines Glimmerschiefers.

2. Nun will ich die mit dem der Analyse des Biotitgneisses von Freiberg in Sachsen entsprechenden Gemenge angestellten Versuche besprechen:

a) 5 g dieser Mischung wurden mit
0,5 „ Wolframsäure (welche durch 0,7 g wolframsauren Kaliums ersetzt wurde) zusammengeschmolzen.

---

[1] Vergl. C. Doelter, Über Glimmerbildung durch Zusammenschmelzen verschiedener Silicate mit Fluormetallen, sowie über einige weitere Silicatsynthesen. Min. u. petr. Mitth., herausg. von G. Tschermak. 1888.

Digitized by Google

Das Gemenge ist ziemlich schwer im Laufe einer Stunde geschmolzen, wurde durch eine weitere Stunde im Flusse erhalten, sodann zur Viscosität abgekühlt und in diesem weichteigigen Zustande bei einer Temperatur von 1030° durch zwölf Stunden gelassen, sodann wurde gleichmässig und langsam die Temperatur erniedrigt und nach Ablauf von weiteren drei Stunden die Flamme entfernt. Die Dauer des ganzen Versuches betrug 17 Stunden. Hierbei erhielt ich eine dunkelgraubraune, harte, spröde Masse, deren Oberflächen einen röthlichbraunen eisenhältigen Anflug zeigte. Die Bruchflächen waren glasig glänzend und von grösseren Lücken durchsetzt. Die ganze Masse erschien homogen. Die Dünnschliffe zeigen uns eine lückig poröse Masse, welche einzelne hellere Partien aufweist. Unter dem Mikroskope erkennt man dieselben als eine homogene, hellbraune, vollkommen isotrope Glasmasse, welche die Grundmasse der ganzen Schmelze vorstellt. An den übrigen dunkeln Stellen der Schmelze sieht man (besonders bei Anwendung stärkerer Vergrösserungen) in dieselbe eingelagert reichliche winzige Magnetitkryställchen, meist regellos durcheinander liegend. Stellenweise bilden sie aber merkwürdige rectanguläre, weitmaschige Gitterwerke und sind als Magnetitkrystallskelette anzusehen. Auch in Form feinster Körnchen findet man den Magnetit in der Grundmasse eingelagert. Ferner finden sich Kryställchen und sehr schmale, zarte Leistchen von Feldspath. Es sind dies Plagioklase. In dieser eben beschriebenen Grundmasse eingelagert finden sich in reichlicher Ausbildung grössere divergentstrahlige Plagioklase und sehr lebhaft polarisirende grössere und kleinere Quarzkörnchen. An einigen derselben sind sehr deutlich bei gekreuzten Nicols die Newton'schen Farbenringe zu sehen. Auch typisch ausgebildete Quarztäfelchen finden sich vor, jedoch in der Minderzahl. An einzelnen Stellen finden wir auch Anhäufungen kleiner Blättchen, welche sich unzweifelhaft als Kaliglimmer erweisen. Wenn wir das Resultat dieser Untersuchung zusammenfassen, so sehen wir, dass die Schmelze nahezu Intersertalstructur zeigt, doch ist zu betonen, dass es zu einer Ausscheidung von Augit und Hornblende nicht gekommen ist und daher ein Vergleich dieser Schmelze mit einem natürlichen Gesteinstypus ausgeschlossen ist. Es scheint

Digitized by Google

jedenfalls während der Krystallisationsphase ein Hinderniss für die weitere Krystallisation vorhanden gewesen zu sein, da auch die Magnetite sehr klein und z. Th. nur als Skelette ausgeschieden sind.

b) Zum zweiten Versuche wurden verwendet:

5 g der dem Biotitgneiss entsprechenden Mischung,
0,5 „ Kaliumfluorid und
0,5 „ Calciumfluorid.

Diese wurden im Rose-Tiegel zusammengeschmolzen. In einer Stunde war die Mischung im Flusse, und wurde eine weitere Stunde im Flusse erhalten, hierauf zur Viscosität abgekühlt und in diesem Zustande durch zehn Stunden bei einer Temperatur von 1020° erhalten und schliesslich im Laufe weiterer drei Stunden langsam erstarren gelassen. Die Dauer des ganzen Versuches betrug 15 Stunden. Die erhaltene Schmelze war von dunkelgraugrüner Farbe und hatte an der Oberfläche einen röthlichbraunen Anflug von Eisenoxyd. Sie war sehr hart. Die Bruchflächen waren matt und zeigten ein feinkörniges Gefüge und waren von zahlreichen grösseren und kleineren Lücken durchsetzt. An derselben sah man auch grössere und kleinere Kryställchen lebhaft glitzern. Ausserdem bemerkte man eine parallele horizontale Schichtung der ganzen Schmelze. Diese bestand in ihrer ganzen Ausdehnung nach aus 0,5—1 mm breiten, parallel zu einander gelagerten, horizontal verlaufenden Schichten, welche abwechselnd dunkelgraugrüne und hellgraue Farbe zeigten. In beiden Schichten waren die glitzernden Kryställchen und die Lücken gleichmässig vertheilt. Sonst war die Masse sehr compact, hart und spröde. Auch die aus der Schmelze hergestellten Dünnschliffe zeigten die gleiche parallele Schichtung aus abwechselnd graugrünen und hellgrauen Streifen, welche auch u. d. M. einen differenten Bau zeigen. Man unterscheidet im Ganzen vier typisch von einander wesentlich verschiedene Antheile in der Schmelze. Und zwar: 1. einen feldspathreichen und augitarmen und 2. einen augitreichen und feldspatharmen Antheil. Diese beiden machen die bei makroskopischer Betrachtung hellgrau erscheinenden Schichten aus. Ferner: 3. einen glasigen von zahlreichen Mikrolithen durchsetzten Antheil, der die dunkel erscheinenden Schichten

Digitized by Google

der Bruchflächen repräsentirt und schliesslich 4. einen in Form kleiner Nester durch die ganze Schmelze vertheilten Leucit führenden Antheil. Ich will nun diese vier Antheile gesondert besprechen: 1. In dem ersten feldspathreichen und augitarmen Antheile finden wir zahlreiche grosse, schön ausgebildete Plagioklase mit reichlich ausgebildeter Zwillingsstreifung und nur hie und da finden sich einzelne ebenfalls gut ausgebildete, hellbräunlichgrüne Augitnadeln eingelagert. Die Feldspäthe sind durchgehends Plagioklase, theils in Form von grossen, stellenweise von der Grundmasse etwas corrodirten Nadeln, theils in Form von grossen Täfelchen. Gerade das Gegentheil zeigt uns die 2. Partie. In derselben finden wir zahlreiche, sehr gut ausgebildete, hellbräunlichgrüne, stellenweise ausgebleichte Augitnadeln und daneben sehr spärliche Feldspathnädelchen. Ebenfalls nur Plagioklase. Zu bemerken wäre, dass diese beiden Partien in ihrem structurellen Aufbau vollkommen den gewöhnlichen Basalten entsprechen. Von diesen beiden basaltisch erstarrten Partien vollends verschieden ist die 3. glasige Partie. Diese besteht aus einer homogenen bräunlichgrünen, vollkommen isotropen Glasmasse, in welche zahlreiche, z. Th. zierlich aufgebaute, ebenfalls keine Spur von Polarisation zeigende Mikrolithen eingelagert sind. Diese entsprechen der Form nach den Longulithen und Axiolithen im Sinne Zirkel's (vergl. dessen Lehrbuch). Und schliesslich wären 4. noch die interessantesten Leucit führenden Partien zu besprechen. Diese sind stellenweise in Form hellerer Räume in den übrigen Antheilen der Schmelze als Nester eingelagert und von den benachbarten basaltischen Partien scharf abgegrenzt. (Vergl. Taf. VII Fig. 4.) Diese Nester entsprechen im mikroskopischen Bilde structurell und in Ausbildung der Einzelindividuen vollkommen dem Leucitite vom Capo di Bove bei Rom. Sie wären also als Nester von künstlich hergestelltem Leucitit aufzufassen. Wie das Bild zeigt, bestehen diese Nester aus einer Anhäufung von Leucitdurchschnitten, von denen mehrere sehr deutlich die typische Achteckform und die charakteristische concentrische Anordnung der eingeschlossenen Glasmikrolithen zeigen, wie solche in den natürlichen Leuciten vorzukommen pflegen. Bei gekreuzten Nicols zeigen diese achteckigen

Digitized by Google

Durchschnitte auch die schwachen Spannungspolarisationserscheinungen, die man bei natürlichen Leuciten findet. Ferner wäre noch zu bemerken, dass man in der ganzen Schmelze regelmässig vertheilt kleine, z. Th. auch grosse Vacuolen findet, somit dieselbe als lückig poröse, lavaartig erstarrte Masse zu betrachten ist. Interessant wäre bei diesem Versuche die schichtenweise Differenzirung der einzelnen Partien (worauf die zurückzuführen ist, ist kaum zu erklären) und das Auftreten von Leucititnestern in einer basaltischen Grundmasse.

IV. Entsprechend der chemischen Zusammensetzung des Glimmerschiefers von Brixen in Tirol[1] wurde die Mischung seiner Bestandtheile in folgender Weise hergestellt:

Analyse:		(dieser entsprechend die)	Mischung:	
Kieselsäure . .	69,45		SiO_2 . . .	17,36
Thonerde . . .	14,24	wurde ersetzt durch	$Al(OH)_3$ . .	5,45
Eisenoxydul . .	6,54	„ „ „	Fe_2O_3 . .	1,65
Kalk	2,66	„ „ „	$CaCO_3$ . .	1,17
Magnesia . . .	1,35		MgO . . .	0,34
Kali	2,52	wurde ersetzt durch wasserfr.	K_2CO_3 . .	0,86
Natron	4,02	„ „ „ „	Na_2CO_3 . .	1,72
Wasser	0,52			

Diese Mischung wurde:

1. Mit je $\frac{1}{10}$ der Gewichtsmenge Calciumfluorid und Kaliumfluorid und $\frac{1}{5}$ der Gewichtsmenge vanadinsaurem Lithium,
2. mit je $\frac{1}{5}$ der Gewichtsmenge Molybdänsäure, Lithiumchlorid und Magnesiumfluorid zusammengeschmolzen.

1. Zum ersten Versuche wurden verwendet:
   - 5 g der dem Glimmerschiefer entsprechenden Mischung,
   - 0,5 „ Calciumfluorid,
   - 0,5 „ Kaliumfluorid und
   - 1 „ vanadinsauren Lithiums.

Dieses Gemenge wurde im Rose-Tiegel geschmolzen. In einer halben Stunde war die Masse im Flusse. Sie wurde

[1] Vergl. die Analyse desselben in Zirkel, Lehrbuch der Petrographie. 3. Bd. 1894. p. 283. Analyse III.

Digitized by Google

dann eine halbe Stunde im Flusse belassen und hierauf zur Viscosität abgekühlt und im weichteigigen Zustande durch zwölf Stunden bei einer Temperatur von 900° gelassen. Schliesslich wurde die Schmelze durch allmähliches und langsames Erniedrigen der Temperatur im Laufe weiterer drei Stunden zur Erstarrung gebracht. Die Dauer des ganzen Versuches betrug 16 Stunden. Die erstarrte Schmelze war von braunschwarzer Farbe, zeigte eine matte, zerklüftete Oberfläche und matt glänzende, glasig aussehende, glatte Bruchflächen. Sie war sehr spröde und stellenweise von grösseren und kleineren Poren durchsetzt. Die Dünnschliffe zeigten in der Schmelze einen centralen, grauschwarzen, aus feinsten Körnchen zusammengesetzten Kern, welcher umgeben ist von einer dunkelbraunen, homogenen, durchsichtigen Glasmasse, in welcher vereinzelte schwarze Pünktchen zu sehen sind. Diese Glasmasse umgiebt den Kern von allen Seiten. Diese beiden Partien zeigen auch u. d. M. ein ganz verschiedenes Aussehen. Der centrale Kern besteht aus einer dunkelbraunen, glasigen, eisenhaltigen, homogenen, vollkommen isotropen Grundmasse, in welcher dicht gelagert sind zahlreiche regelmässig angeordnete und sehr gut ausgebildete grössere und kleinere Magnetitkrystalle und Aggregate derselben. Neben diesen Magnetitausscheidungen finden sich in dieser Partie der Schmelze nur noch vereinzelte kleine, zierliche Glasmikroliten. Auch diese sind isotrop. Die periphere, durchsichtige Partie erweist sich u. d. M. betrachtet als ein dunkelgelbes Glas, etwas heller als das des Kernes. Dasselbe ist homogen und zeigt ebenfalls keine Spur von Polarisation. In diesem findet man stellenweise vereinzelte Anhäufungen von Magnetitkryställchen und -Körnchen, auch isolirte grössere Magnetitkrystalle, ferner kleine, braune Glasmikrolithen. Sie sind auch isotrop wie die glasige Grundmasse, sind aber etwas dunkler gefärbt als dieselbe. Ihre Braunfärbung rührt vom Eisengehalte her, und es ist sehr merkwürdig, dass dieselben bei ihrer Ausscheidung aus der Grundmasse Eisenoxyd aufgenommen und in sich concentrirt haben. Sehr reichlich findet man aber in dieser peripheren Zone der Schmelze grosse rectangulär angeordnete Krystallskelette, welche ganz eigenthümliche Formen zeigen. Es sind dies

Digitized by Google

breite, aus lauter Täfelchen zusammengesetzt erscheinende lange Säulen, an welche tannenbäumchen-ähnlich unter einem rechten Winkel ebensolche kürzere Säulchen angesetzt sind, welche sich weiter stellenweise wieder rectangulär verzweigen (s. Taf. VII Fig. 5). Die einzelnen Täfelchen erscheinen farblos und sind von dem gelblichbraunen Glas, in das sie eingelagert sind, durch scharfe Kanten getrennt. Sie zeigen eine geringe Polarisation. An den einzelnen endständigen Täfelchen sieht man (wie auch die Abbildung zeigt) ganz deutlich die achteckigen Conturen, welche den Leucitdurchschnitten eigenthümlich sind. Auch enthalten die einzelnen achteckigen Täfelchen dieser Krystallskelette Glaseinschlüsse, welche die für die Leucite charakteristische concentrische und stellenweise radiäre Anordnung zeigen. Hie und da finden sich förmliche Glassectoren in diesen Täfelchen, welche ganz den Figuren entsprechen, die Zirkel in der neuen Auflage seiner „Elemente der Mineralogie" (begründet von C. F. Naumann) (Leipzig 1901) auf p. 661 giebt. In Anbetracht aller dieser Umstände (rectanguläre Anordnung der Skelette, achteckige Conturen der Einzelindividuen, charakteristische Anordnung der Glaseinschlüsse und schwache Polarisation) können wir diese eigenthümlichen Bildungen mit voller Sicherheit als sehr gross ausgebildete Leucitskelette bezeichnen. Ausserdem finden sich in dieser glasigen Grundmasse auch einzelne spärliche, kleine Plagioklasnädelchen ausgeschieden, wie solche in manchen Obsidianen vorzukommen pflegen. Zu bemerken wäre noch, dass sich kein Glimmer gebildet hat; es war jedenfalls die Temperatur von 900°, bei der wir die Schmelze im viscosen Zustande erhalten haben, für die Bildung von Glimmer eine zu niedrige. Der Zusatz von relativ reichlichen Mengen von Fluoriden und von vanadinsaurem Lithium bedingte eben diese ausgiebige Herabsetzung der Schmelz- und Erstarrungstemperatur. Das wird auch die Ursache sein, warum wir bei dem Versuche keine typische Gesteinsbildung bekamen. Die Schmelze repräsentirt ein mehr oder weniger eisenreiches Glas, in welchem reichlich Magnetit und von diesem getrennt die besonders interessanten, grossen Leucitskelette und ferner in geringen Mengen Plagioklas zur Ausscheidung kamen.

Digitized by Google

2. Zum zweiten Versuche wurden verwendet:

5 g der Glimmerschiefermischung,
1 „ Molybdänsäure,
1 „ Lithiumchlorid und
1 „ Magnesiumfluorid.

Diese Bestandtheile wurden innig gemengt und im Roseschen Tiegel geschmolzen. In einer halben Stunde war das Gemenge bereits im Flusse und wurde eine weitere halbe Stunde in diesem Zustande belassen. Hierauf wurde zur Viscosität abgekühlt und bei einer Temperatur von 850° durch zwölf Stunden im weichteigigen Zustande gelassen. Schliesslich wurde im Verlauf von drei weiteren Stunden die Schmelze durch langsames und gleichmässiges Abkühlen zum Erstarren gebracht. Die Dauer des ganzen Versuches betrug 16 Stunden. Die hierbei erhaltene Schmelze stellt eine sehr harte, compacte und nur stellenweise von einzelnen Poren durchsetzte Masse vor. An den Bruchflächen bemerken wir, dass die ganze Schmelze aus zwei nahezu gleich grossen, von einander scharf getrennten Partien besteht. Die eine ist von dunkelgraubrauner Farbe und bildet den unteren Theil der Schmelze. Die zweite ist darüber gelagert und ist von graugrüner Farbe. In beiden Partien zeigt die Schmelze das gleiche feinkörnige Gefüge und es sind die Bruchflächen übersät mit kleinen, lebhaft glitzernden Kryställchen. Auch im Dünnschliff erscheinen die beiden Partien haarscharf von einander getrennt. Die dunkle Partie erscheint sehr eisenreich, denn es ist in derselben reichlich Magnetit in Form feinst vertheilter Körnchen ausgeschieden, hie und da finden sich auch Nester von dicht angehäuften Magnetitaggregaten. In der helleren Partie finden sich nur hie und da einzelne Magnetitkörnchen. Im Übrigen ist die Grundmasse in beiden Partien die gleiche. In derselben finden sich vorherrschend Glimmerplättchen und -Leistchen, die letzteren in der Überzahl, ausgeschieden und über beide Partien gleichmässig vertheilt. Diese sind es auch, die an den Bruchflächen die lebhaft glitzernden Kryställchen vorstellen. Einzelne Durchschnitte derselben zeigen u. d. M. auch deutlich die Umwandlung des Glimmers in talkartige Mineralien an. Ausserdem finden wir Quarzdurchschnitte zwar mit nicht besonders

Digitized by Google

kräftiger Polarisation, jedoch zeigen einige dieser Körnchen deutlich die Newton'schen Farbenringe. Auch Plagioklas ist, allerdings nur spärlich, vertreten in Form von Leistchen und Täfelchen. Die bei diesem Versuche erhaltene Schmelze zeigt uns somit das Bild eines Glimmerschiefers. Sehr merkwürdig ist die Thatsache, dass wir bei diesem Versuche einen künstlichen Glimmerschiefer erhalten haben, während wir beim vorigen Versuche, trotzdem die während der Krystallisationsphase im viscosen Zustande beobachtete Temperatur nahezu die gleiche gewesen ist, keine Spur einer Glimmerbildung constatiren konnten. Ferner wäre noch erwähnenswerth, dass sich bei diesem und ebenso beim vorigen Versuch die Magnetitausscheidung nur auf ganz scharf umgrenzte Partien der Schmelze concentrirt hat.

Anhang.

I. Bei vorliegendem Versuche wurde ein Gemenge eines basischen und eines sauren Gesteines ohne Zuthat von Schmelzmitteln umgeschmolzen, um zu sehen, ob vielleicht die dabei erhaltene Schmelze in ihrem Aufbau und in ihren Ausscheidungsproducten einem natürlichen Gesteine gleich oder ähnlich sieht, welches in seiner chemischen Zusammensetzung dem beim Versuche beobachteten Mischungsverhältniss der beiden verschiedenartigen Gesteine entspricht.

Es wurden:

4 g Melaphyr vom Mulatto Süd mit
1,5 „ Quarz-Syenit-Aplit unter der Rizzoni-Spitze gegen Allochet am Nordabhang des Monzoni zusammengeschmolzen.

In einer Stunde war das Gemenge im Flusse und wurde eine Stunde so belassen. Hierauf wurde zur Viscosität abgekühlt und in diesem teigigen Zustande bei mittlerer Rothgluth 20 Stunden gelassen und schliesslich im Laufe weiterer drei Stunden langsam und gleichmässig die Temperatur erniedrigt, wobei die Schmelze allmählich erstarrte. Die Dauer des ganzen Versuches betrug 25 Stunden. Hierbei erhielten wir eine sehr harte, feste, mattschwarze Masse, welche durchgehends durchsetzt war von feinsten Poren und Lücken. Die Bruchflächen zeigten ein sehr feinkörniges Gefüge. Die unterste, am Boden

Digitized by Google

des Tiegels liegende, ungefähr 2 mm dicke Partie der Schmelze war glasig glänzend. U. d. M. zeigte auch diese Partie nur eine dunkelbraune, homogene, isotrope Glasmasse. Die Hauptmasse der Schmelze zeigt eine dichte, eisenreiche, basaltisch lückig-porös erstarrte Grundmasse mit Hyalopilitstructur mit zahlreichen kleinen Plagioklasnädelchen, kleinen Magnetitkörnchen und -Kryställchen und kleinen, gelblichbraunen Augitsäulchen. In dieser Grundmasse eingelagert finden wir stellenweise etwas grössere Plagioklase und Augite und sehr wenige lebhaft polarisirende, kleine Olivinkörnchen. Quarz konnte nicht nachgewiesen werden. Sowohl der Melaphyr als auch der Quarz-Syenit-Aplit sind vollkommen verschwunden. Der Quarz derselben ist wahrscheinlich ganz in die Grundmasse und in die Glasmasse übergegangen und kam nicht zur krystallinischen Ausscheidung. Es ist bei diesem Versuche aus den beiden Gesteinen ein fein poröser, Olivin führender Basalt entstanden.

Berechnet man das Mittel der angewendeten Gesteinsmischung in der Weise, dass man für den Melaphyr von Mulatto die Analyse von F. E. Szameit[1] und für den Quarz-Syenit-Aplit von der Rizzoni-Spitze die Analyse von C. Doelter[2] zu Grunde legt, so ergiebt sich unter Berücksichtigung des Mengenverhältnisses für das beim Schmelzen des Gemisches entstehende Magma folgendes Mittel:

SiO_2	56,33
Al_2O_3	18,60
Fe_2O_3	3,77
FeO	3,71
MgO	3,12
CaO	7,30
Na_2O	2,83
K_2O	3,65

Dieses Mittel stimmt sehr nahe überein mit der Analyse des Plagioklasporphyrits vom Mulatto, Südseite, welche von Petersen ausgeführt wurde[3], besonders auch darin, dass der

[1] Tschermak, Porphyrgesteine Österreichs. p. 127.

[2] C. Doelter, Der Monzoni und seine Gesteine. I. Th. p. 56 u. 57. Analyse IX.

[3] Vergl. Brögger, Die Eruptionsfolge der triadischen Eruptivgesteine bei Predazzo in Südtirol. p. 104.

Digitized by Google

K_2O-Gehalt den Na_2O-Gehalt überwiegt. Es finden sich auch unter den Analysen von Dolerit- und Quarzbasalten solche, welche mit diesem berechneten Mittel auch sehr nahe übereinstimmen, nur sind bei diesen Analysen die Gehalte an K_2O und Na_2O entweder nahezu gleich oder es überwiegt der Na_2O-Gehalt. Ob man in Folge dieses Resultates die Vermuthung aufstellen kann, dass ein Theil der Plagioklasporphyrite des Mulatto vielleicht auf eine Vermischung des Melaphyrmagmas mit dem dort sicher vorhandenen Quarz-Syenitmagma entstanden sei, möge vorderhand dahingestellt bleiben.

II. Zum Schlusse erwähne ich noch drei Versuche, welche angestellt wurden, um die Einwirkung kennen zu lernen, die durch Zusatz von Natriumthiosulfat als Schmelzmittel auf die Art der Erstarrung des feuerflüssigen Magmas ausgeübt wird. Diese Versuche wurden nicht mit den Pulvern der natürlichen Gesteine ausgeführt, sondern es wurden den Gesteinsanalysen entsprechende Mischungen der chemischen Bestandtheile derselben hergestellt und mit diesen die Umschmelzungsversuche gemacht. Es wurden Mischungen entsprechend der Zusammensetzung des Andesites von Piatra Mori und des Granites vom Granit-Peak, welch' ersteres Gestein von Prof. C. Doelter analysirt wurden, hergestellt[1]. Die dem Andesit von Piatra Mori entsprechende Mischung wurde in folgender Weise hergestellt:

Analyse:		(dieser entsprechend die)	Mischung:	
SiO_2	58,02		SiO_2	58,02
Al_2O_3	22,30	wurde ersetzt durch	$Al(OH)_3$	34,06
Fe_2O_3	4,91		Fe_2O_3	4,91
FeO	1,22	„ „ „	$FeCO_3$	1,96
CaO	7,31	„ „ „	$CaCO_3$	13,05
MgO	2,01	„ „ „	$MgCO_3$	4,20
K_2O	1,36	wurde ersetzt durch wasserfr.	K_2CO_3	2,51
Na_2O	2,78	„ „ „ „	Na_2CO_3	4,75
H_2O	1,01			

In ganz analoger Weise wurde auch die dem Granit des Granit-Peaks entsprechende Mischung hergestellt.

---

[1] Vergl. C. Doelter, Die Trachyte des siebenbürgischen Erzgebirges. Tschermak's Min. Mitth. 1874, und J. Roth, Beiträge zur Petrographie der plutonischen Gesteine. Berlin 1879. Tabellen p. XVI.

Digitized by Google

1. Die der Zusammensetzung des Andesits entsprechende Mischung wurde:

a) mit der gleichen Gewichtsmenge und

b) „ „ halben Gewichtsmenge von wasserfreiem Natriumthiosulfat zusammengeschmolzen.

a) Beim ersten Versuche wurden 12,5 g der Andesitmischung und 12,5 g wasserfreien (das entspricht 21 g krystallisirtem) Natriumthiosulfates innig gemengt und im Rose-Tiegel zusammengeschmolzen. Beim Beginne des Erhitzens bemerkte man aus dem Tiegel bläuliche Flammen aufsteigen und einen stechenden Geruch nach Schwefeldioxyd. Es hat sich also, bevor noch die ganze Masse zum Schmelzen kam, das unterschwefligsaure Natron in Folge der Hitze unter Abspaltung des Schwefels, welcher zum grossen Theil verbrannte, zersetzt. Nach Ablauf von 1½ Stunden war die Masse bei heller Rothgluth vollkommen geschmolzen. Dann wurde mit der Temperatur bis zur mittleren Rothgluth herabgegangen und bei dieser die Masse durch zwölf Stunden im viscosen Zustande erhalten. Hierbei war zu bemerken, dass sich das Magma in zwei verschiedene, selbst nach öfterem Umrühren und Durchkneten nicht sich vermischende Partien differenzirte. Die eine derselben lagerte sich mehr am Boden des Tiegels und war zäh von teigiger Constistenz. Bei der Probeentnahme erstarrte sie zu einer schwarzen bröckeligen Masse. Die andere war dünnflüssig leichtbeweglich und bedeckte oberflächlich gelagert die erstere zähe tiefer liegende Partie. Die Proben, welche dieser dünnflüssigen Partie entnommen wurden, erstarrten beim Erkalten zu einer weissen, krystallinischen, bröckeligen Masse und erwiesen sich bei chemischer Untersuchung ihrer wässerigen Lösung als Natriumsulfat. Wenn man diese beiden Partien mit einem Platinspatel im Tiegel gehörig durchrührte und durchknetete, so waren sie nach Ablauf einiger Minuten wieder in der oben beschriebenen Weise getrennt. Offenbar war die Menge des zugesetzten Schmelzmittels, nach dieser Erscheinung zu urtheilen, viel zu gross. Schliesslich wurde die Masse im Laufe von ungefähr drei Stunden langsam abgekühlt, worauf die Flamme entfernt wurde. Die Dauer des ganzen Versuches betrug 16½ Stunden. Bald nach dem Erkalten bekam die Schmelze Sprünge und

Digitized by Google

zerfiel in mehrere Stücke; diese zerfielen wieder in kleinere Partikelchen und so weiter, so dass am nächsten Morgen die ganze Schmelze zu einem grobkörnigen schwarzen Pulver zerfallen war. Das Pulver wurde mikroskopisch untersucht. Von einigen grösseren etwas härteren Körnchen wurden auch Dünnschliffe hergestellt und ebenfalls untersucht. Hierbei ergab sich, dass die ganze Schmelze aus einer bräunlichgrünen, im Wasser löslichen Grundmasse bestand, welche sich bei der chemischen Untersuchung als der Hauptsache nach aus Natriumsulfat bestehend erwies. In diese eingelagert finden sich Magnetitkörnchen und -Kryställchen. Ausserdem einige Sphärulite mit concentrischer Schichtung aus abwechselnd hell- und dunkelbraunen Schichten, von denen erstere radiäre Streifung und schwache Polarisation zeigen (vergl. Fig. 3 im Texte). Hie und da finden sich auch Gruppen von Feldspathnadeln, welche sich als Orthoklase erweisen. Da in diesem Falle ausser dem Magnetit und einzelnen Feldspäthen, welche sich aber auch zuweilen im entglasten Glase vorfinden, keinerlei Mineralassociationen festzustellen sind, so kann die erhaltene Schmelze mit keinem Gesteinstypus identificirt werden. Da möglicherweise die relativ zu grosse Menge der zugesetzten Schmelzmittel die Ursache des ungünstigen Resultates dieses Versuches ist, so wurde derselbe mit der halben Menge des Schmelzmittels wiederholt.

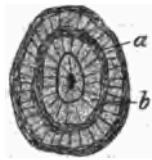


Fig. 3.
Mikroskopisch. Bild eines Sphärulithen. *a* dunkelbraune, *b* hellbraune bis farblose Schichten, welche radiäre Structur und Polarisation zeigen.

b) Es wurden 12 g der Andesitmischung mit 6 g wasserfreiem (das entspricht 9,4 g krystallisirtem) Natriumthiosulfat zusammengeschmolzen. Auch hier bemerkte man zu Beginn des Erhitzens die Flamme des brennenden Schwefels im Tiegel und den stechenden Geruch des Schwefeldioxydes. In zwei Stunden war das Gemenge bei heller Rothgluth bereits im Flusse. Hierauf wurde die Masse zur mittleren Rothgluth abgekühlt und bei dieser im viscosen Zustande durch 13 Stunden erhalten. Während dieser Zeit bemerkten wir auch hier wieder die Differenzirung des feuerflüssigen Magmas in die zwei verschiedenen Antheile, welche sich genau so verhielten wie die im vorigen Versuche beschriebenen. Es war jeden-

Digitized by Google

falls auch in diesem Versuche die Menge des zugesetzten Natriumthiosulfates zu gross. Schliesslich wurde im Verlaufe von weiteren drei Stunden das Magma langsam abgekühlt. Die Dauer des ganzen Versuches betrug 18 Stunden. Bei diesem Versuche erhielten wir eine homogene, schwarze, leicht bröckelige Masse mit mattglänzenden muscheligen Bruchflächen. Die Oberfläche derselben war bedeckt mit einer 2—3 mm dicken weissen krystallinischen Kruste, welche sich bei der chemischen Untersuchung als Natriumsulfat erwies und den Überschuss des zugesetzten Schmelzmittels vorstellt. Die mikroskopische Untersuchung des Dünnschliffes ergab eine glasige Grundmasse mit schlierenartiger Differenzirung von dunkeln, eisenreichen, magnetitführenden und lichteren eisenarmen mehr glasigen Partien, in welch letzteren zahlreiche, sehr lange und vielfach sich kreuzende Krystallnadeln, welche felsitisch getrübt waren und wahrscheinlich Feldspathzusammensetzung besitzen, sich abgeschieden haben. Wegen der Trübung derselben war eine genauere Messung des Auslöschungswinkels nicht ausführbar. Der Magnetit hat sich theils in amorphen, theils in krystallinischen Aggregaten in Form von Krystallbüschelchen und sternförmigen Anlagerungen ausgeschieden, auch sind gut ausgebildete Einzelkrystalle desselben in der glasigen Grundmasse eingelagert. Im Allgemeinen stimmt das Resultat dieses Versuches wesentlich mit dem des vorigen Versuches vollkommen überein, denn auch hier finden sich ausser dem Magnetit und Feldspath keinerlei Ausscheidungen. Es zeigt sich, dass das Natriumthiosulfat als Schmelzmittel den Gesteinschmelzen beigegeben, auf die Mineralausscheidung keinen günstigen Einfluss ausübt, da trotz der langen Dauer der Versuche, trotz des verschiedenen Mengenverhältnisses zwischen Gesteinsmaterial und Schmelzmittel und trotz der sehr langsam constant regulirten Abkühlung ausser dem im Allgemeinen sich sehr leicht abscheidenden Magnetit und Feldspath keinerlei Ausscheidungen zu bemerken waren. Im mikroskopischen Bilde wäre diese Schmelze noch am ehesten zu vergleichen mit dem von H. Möhl beschriebenen Tachylytglase von Bobenhausen[1].

[1] Vergl. H. Möhl, Die Gesteine der Sababurg in Hessen. Cassel 1871, und H. Vogelsang und F. Zirkel, Die Krystalliten. Bonn 1875. Taf. XIV Fig. 1.

Digitized by Google

2. Zu diesem Versuche wurden:
   12 g der der Analyse des Granites vom Granit-Peak entsprechenden Mischung mit
   6 „ wasserfreiem (das entspricht 9,4 g krystallisirtem) Natriumthiosulfat innig gemengt und geschmolzen.

In einer Stunde war die Masse bei heller Rothgluth im Flusse. Hierauf wurde die Masse zur mittleren Rothgluth abgekühlt und bei dieser Temperatur durch 22 Stunden im viscosen Zustand erhalten. Das Stadium der Viscosität wurde absichtlich so beträchtlich verlängert, um für die krystallinische Abscheidung der Mineralien ganz besonders günstige Verhältnisse zu bieten. Hierauf wurde durch zwei Stunden hindurch die Schmelze langsam abgekühlt. Die Dauer des ganzen Versuches betrug 25 Stunden. Auch bei diesem Versuche bemerkte man zu Beginn des Erhitzens das Brennen des Schwefels und den Geruch der entweichenden schwefeligen Säure. Im Stadium der Viscosität differenzirte sich auch dieses Magma in die zwei im ersten Versuche bereits beschriebenen Antheile, einen zähen, teigigen, am Platinspatel haftenden und einen darüber sich lagernden leicht beweglichen, dünnflüssigen Antheil von geschmolzenem Natriumsulfat. Auch hier konnte man durch Mischen und Durchkneten der Schmelze diese beiden Antheile derselben nicht dauernd vereinigen. Die Schmelze zeigte eine glasig glänzende, schwarze, höckerige Oberfläche. Die Bruchflächen lassen auf eine compacte Consistenz der Schmelze schliessen und zeigen eine deutliche, scharf ausgeprägte Differenzirung in eine mehr oberflächlich gelegene, schwarze, glasig glänzende und eine tiefer gelegene, hell graugrüne, feinst granulirte, matte Partie erkennen, von welch letzterer sich mehrere Ausläufer und Inseln in die schwarze, glasige Grundmasse einlagern. In dieser findet man auch einzelne bräunlichgrüne, verwaschene, in die Grundmasse allmählich übergehende hellere Stellen, welche wahrscheinlich nur ein Gemisch der beiden Hauptantheile vorstellen (vergl. Fig. 4 im Text). Die aus der Schmelze hergestellten Dünnschliffe zeigen bei makroskopischer Betrachtung auch die beiden Partien von einander scharf getrennt. Die dunklere Grundmasse ist von bräunlichgrüner Farbe, vollkommen durchsichtig, die hellere

Digitized by Google

Partie erscheint weiss, porcellanartig und ist durchgehends matt, nur etwas durchscheinend. Bei der mikroskopischen Untersuchung erweist sich die dunkle Grundmasse als ein grünlichgelbes Glas, das an und für sich keinerlei Entglasungserscheinungen zeigt, sondern vollständig homogen und im polarisirten Lichte, auch bei Anwendung des Gypsplättchens, vollkommen isotrop erscheint. In dieser Glasmasse eingelagert finden sich grosse Drusen von Augitnadeln sehr schön ausgebildet (s. Taf. VII Fig. 6). Sonst finden sich in der Glasmasse keinerlei Ausscheidungen. Die zweite helle graugrüne Partie zeigt u. d. M. das Bild einer sehr dichten Porcellan-

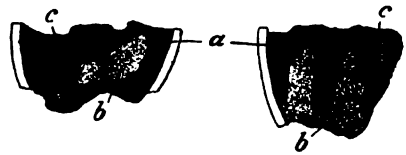


Fig. 4. *a* schwarze glasige Grundmasse, *b* hellgraugrüne Masse feinst granulirt, *c* bräunlichgrüne Stellen; *b* ist von *a* scharf abgegrenzt, *c* geht ohne scharfen Rand in *a* allmählich über.

masse. Sie ist nur durchscheinend und besteht aus einem dichten Filzwerk von Feldspathnädelchen, die wirr durcheinander liegen, sehr klein sind und krystallographisch nicht vollständig ausgebildet erscheinen. Auch bei stärkster Vergrösserung zeigen sie keine Zwillingsbildung, sehen aber den Orthoklasen von Gang- und Ergussgesteinen sehr ähnlich. Einige derselben zeigen aber auch bedeutende schiefe Auslöschung und es ist hiermit auch die Anwesenheit von Plagioklasen erwiesen.

Es ergiebt sich also aus den vorliegenden drei Versuchen, dass der Zusatz von Natriumthiosulfat als Schmelzmittel auf die Erstarrung des Magmas keinen günstigen Einfluss hat. Infolge der leichten Zersetzbarkeit desselben durch Hitze wird es bereits zersetzt, bevor noch das Gesteinsmaterial überhaupt zum Schmelzen kommt. Der Schwefel verbrennt zu Schwefeldioxyd und entweicht, während das Gesteinsmaterial noch fest ist. Es kann also von einer Einwirkung des Schwefels oder der schwefeligen Säure auf ein Magma bei diesen Versuchen keine Rede sein. Das bei der Zersetzung sich abspaltende schwefeligsaure Natrium wird später bei der hohen

Digitized by Google

Temperatur des Schmelzprocesses zu schwefelsaurem Natrium oxydirt, und so kommt es, dass wir nach Erstarren der Schmelze in derselben als Rest des Thiosulfates das Sulfat antreffen. Und dieses übt, wie die vorliegenden drei Versuche deutlich beweisen, auf die krystallinische Erstarrung des Magmas nicht den geringsten günstigen Einfluss aus.

Schlussbetrachtung.

Inwieweit die von mir ausgeführten Umschmelzungsversuche das Ziel erreicht haben, zur Klärung der Bildung und Umbildung der krystallinischen Schiefer beigetragen zu haben, darüber dürfte, da die Zahl dieser Versuche keine sehr grosse war und nur wenige der krystallinen Schiefer berücksichtigt werden konnten, da gerade solche in der Sammlung nicht reichlich vorhanden waren, die sich auf bereits analysirte Vorkommen beziehen konnten, die Frage noch als unabgeschlossen betrachtet werden. Erst eine grössere Reihe von Versuchen mit analysirtem Material, das eine sehr eingehende Discussion und chemische Berechnung der Resultate erlaubt, würde mehr zum Aufschlusse in dieser Frage beitragen. Auch glaube ich selbst insoferne die Beantwortung dieser Frage noch nicht als spruchreif erklären zu müssen, als ein misslicher Umstand bei den jetzt vorgenommenen Versuchen die Aufstellung klarer Umwandlungsgleichungen noch sehr erschwert. Das ist die Thatsache, dass bei der Umschmelzung die krystallinen Schiefer nicht vollständig in Eruptivgestein sich umwandelten, sondern beinahe immer auch Glas oder Mikrolithen sich bildeten, für welche die genaue Deutung ihrer chemischen und mineralogischen Natur äusserst schwer auch bei der grössten Gewissenhaftigkeit ist. Ich meine damit, dass es anzustreben wäre, falls die Versuche noch weiter verfolgt werden sollten, soviel als möglich dann nur jene Resultate herauszuheben und zu besprechen, wobei das bei der Umschmelzung erhaltene Erstarrungsproduct vollends in Mineralassociation aufgegangen ist. Dann wäre es leichter, der von Becke betonten Frage näher zu rücken, ob thatsächlich die Mineralien der krystallinischen Schiefer dem kleineren Molecularvolumen zustreben. Als Ideal wäre es natürlich

Digitized by Google

zu betrachten, wenn man Tiefengesteinen ähnliche Producte leichter erhalten könnte. Immerhin scheinen aber die Bildungen von Leuciten, die ich bei meinen Versuchen erwähnte, die jedenfalls aus dem Feldspath des angewendeten Glimmerschiefers entstanden sind, auf ein solches Verhältniss hinzudeuten. Ob nicht auch die hie und da aufgetretenen Glasbildungen und die Bildung der Krystallskelette schon an und für sich auch z. Th. ein solches Verhältniss anzeigen, wage ich nur anzudeuten. Von einer übersichtlichen Zusammenstellung der einzelnen Versuche und ihrer Resultate sehe ich an dieser Stelle ab, denn es würde dies nur zu gar nicht nothwendigen Wiederholungen führen, und muss bezüglich der Ergebnisse der einzelnen Versuche und ihrer weiteren Discussion auf den experimentellen Theil der Arbeit verweisen, woselbst an Hand der einzelnen Versuche dieselbe bereits durchgeführt wurde.

Zum Schlusse fühle ich mich verpflichtet, Herrn Prof. C. Doelter sowie Herrn Docenten J. A. Ippen für die Behelfe, die sie mir während meiner Arbeit zukommen liessen, meinen wärmsten Dank auszusprechen.

Digitized by Google

In der E. Schweizerbart'schen Verlagshandlung (E. Nägele) in Stuttgart ist ferner erschienen:

PALAEONTOGRAPHICA.

Beiträge zur Naturgeschichte der Vorzeit.

Herausgegeben von

Professor Dr. **Karl A. v. Zittel** in München.

Bisher erschienen 50 Bände 4° im Umfange von je ca. 40 Bogen Text und 28 Tafeln.

Preis pro Band Mk. 60.—.

Die Abhandlungen sind auch einzeln zu haben. Im Nachstehenden führen wir eine Anzahl der in der letzten Zeit erschienenen Arbeiten an:

Maas, O.: Über Medusen aus dem Solenhofer Schiefer und der unteren Kreide der Karpathen. 3 Bogen mit 2 Tafeln . . . . . Preis Mk. 8.—.

Fraas, E.: Die Meer-Crocodilier (Thalattosuchia) des oberen Jura unter specieller Berücksichtigung von Dacosaurus und Geosaurus. 9 Bogen mit 8 Tafeln „ „ 20.—.

Drevermann, Fr.: Die Fauna der Untercoblenzschichten von Oberstadtfeld bei Daun in der Eifel. 6 Bogen mit 6 Tafeln . . . . . „ „ 16.—.

Volz, W.: Pronensticosaurus, eine neue Sauropterygier-Gattung aus dem unteren Muschelkalk Oberschlesiens. 5 Bogen mit 2 Tafeln . . . . . „ „ 14.—.

Felix, Johs.: Studien über die korallenführenden Schichten der oberen Kreideformation in den Alpen und den Mediterrangebieten. Theil I: Die Anthozoën der Gosauschichten in den Ostalpen. 25 Bogen mit 9 Tafeln und 67 Textfiguren . . . „ „ 30.—.

Wanner, Joh.: Die Fauna der obersten weissen Kreide der libyschen Wüste. 8 Bogen mit 7 Tafeln . . „ „ 24.—.

Quaas, Arth.: Beitrag zur Kenntniss der Fauna der obersten Kreidebildungen in der libyschen Wüste (Overwegi-Schichten und Blätterthone). 24 Bogen mit 14 Tafeln . . . . . „ „ 36.—.

Burckhardt, C.: Beiträge zur Kenntniss der Jura- und Kreideformation der Cordillere. 18 Bogen mit 16 Tafeln und 4 Kartenskizzen . . . . . „ „ 38.—.

Broili, F.: Die Fauna der Pachycardientuffe der Seiser Alp. (Mit Ausschluss der Gastropoden und Cephalopoden.) 11 Bogen mit 11 Tafeln . . . . . „ „ 22.—.

Oppenheim, P.: Zur Kenntniss alttertiärer Faunen in Ägypten. 1. Lieferung: Der Bivalven erster Theil (Monomyaria, Heteromyaria, Homomyaria und Siphonida integripalliata). 21 Bogen mit 17 Tafeln. „ „ 40.—.

Digitized by Google

Inhalt des ersten Heftes.

Seite

Dietrich, W.: Älteste Donauschotter auf der Strecke Immendingen—Ulm. (Mit Taf. I, II und 5 Figuren im Text.) 1

Zalinski, E. R.: Untersuchungen über Thuringit und Chamosit aus Thüringen und Umgebung. (Mit Taf. III—V und 1 Textfigur.) 40

Bräuhäuser, M.: Die Diluvialbildungen der Kirchheimer Gegend (Württemberg). (Mit Taf. VI -IX und 31 Textfiguren.) 85

Lenarčič, J.: Petrogenetische Studien. (Mit Taf. X und 4 Textfiguren.) 152

In der **E. Schweizerbart**'schen Verlagshandlung (**E. Nägele**) in **Stuttgart** ist ferner erschienen:

Lethaea geognostica.

Handbuch der Erdgeschichte

mit Abbildungen der für die Formationen bezeichnendsten Versteinerungen.

Herausgegeben von einer Vereinigung von Geologen.

I. Theil: **Lethaea palaeozoica**

von

Ferd. Roemer, fortgesetzt von **Fritz Frech.**

Textband I. Mit 226 Figuren und 2 Tafeln. gr. 8°. 1880. 1897. (IV. 688 S.) Preis Mk. 38. —.

Textband II. 1. Liefg. Mit 31 Figuren, 13 Tafeln und 3 Karten. gr. 8°. 1897. (256 S.) Preis Mk. 24. —.

Textband II. 2. Liefg. Mit 99 Figuren, 9 Tafeln und 3 Karten. gr. 8°. 1899. (177 S.) Preis Mk. 24. —.

Textband II. 3. Liefg. Mit 13 Tafeln und 235 Figuren. gr. 8°. 1901. (144 S.) Preis Mk. 24.—.

Textband II. 4. Liefg. Mit 186 Figuren. gr. 8°. 1902. (210 S. und viele Nachträge.) Preis Mk. 28.—.

Atlas. Mit 62 Tafeln. gr. 8°. 1876. Cart. Preis Mk. 28. —.

II. Theil: **Das Mesozoicum.**

Erstes Heft: Die Trias.

Erste Lieferung: Einleitung des Mesozoicum und der Trias vom Herausgeber; Continentale Trias von E. Philippi (mit Beiträgen von J. Wysogórski). — Mit 8 Lichtdrucktafeln, 21 Texttafeln, 6 Tabellenbeilagen und 76 Abbildungen im Text.

Preis Mk. 28.—.

Verlag von E. Schweizerbart (E. Nägele) in Stuttgart, Marienstrasse 31.
Druck von Carl Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

Digitized by Google

MAR 1 1908
G185

5. August 1904.

Neues Jahrbuch

für

Mineralogie, Geologie und Palaeontologie.

Unter Mitwirkung einer Anzahl von Fachgenossen

herausgegeben von

M. Bauer, E. Koken, Th. Liebisch
in Marburg. in Tübingen. in Göttingen.

XIX. Beilage-Band.

Zweites Heft.

Mit Taf. XI—XX und 15 Textfiguren.

STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagshandlung (E. Nägele).
1904.

Digitized by Google

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagshandlung (E. Nägele) in Stuttgart.

Soeben erschienen:

Das

Quartär von Nordeuropa.

Von

E. Geinitz.

Mit einer Einleitung:

Die Flora und Fauna des Quartärs

von **Fr. Frech**, mit Beiträgen von **E. Geinitz.**

Mit 2 Lichtdrucktafeln, 4 Karten, 12 Texttafeln, 6 Beilagen, 163 Abbildungen, Figuren, Diagrammen u. Karten und zahlreichen Tabellen im Text.

(Sonderausgabe von „Lethaea geognostica" II. Bd. I. Abth.)

430 S. gr. 8°. — **Preis Mk. 58.—.**

Inhalt: Die Flora des Quartärs. Die Thierwelt des Quartärs. — Das Quartär von Nordeuropa. Allgemeines über das nordeuropäische Quartär oder Diluvium. Das Quartär von Fennoscandia. Das Quartär von Russland, ausser Fennoscandia. Das Quartär von Dänemark. Das Quartär von Norddeutschland. Das Quartär im Nordseegebiet westlich der Weser (I. Holland, II. Diluvium südlich des Rheins). Das Quartär von Belgien. Das Quartär von Grossbritannien. Nachträge.

Die erste grosse zusammenfassende Darstellung des nordeuropäischen Quartärs.

Karl A. von Zittel.

25. IX. 1839 bis 5. I. 1904.

Ein Nachruf

von

J. F. Pompeckj.

(Sep.-Abdr. aus „Palaeontographica".)

Mit einem Porträt v. Zittel's in Lichtdruck.

Preis 3 Mark.

Digitized by Google

Ueber einige wichtige Vorkommnisse von körnigen Carbonatgesteinen mit besonderer Berücksichtigung ihrer Entstehung und Structur.

Von

Bernhard Lindemann in München.

Mit Taf. XI—XIII und 1 Textfigur.

Literatur [1].

1. Adams and Nicolson: An Experimental Investigation into the Flow of Marble. Phil. Trans. Roy. Soc. **195**. (1901.) p. 387.
2. D'Achiardi: Mineralogia della Toscana. Pisa 1872—1873.
3. — Metamorfismo sul Contatto fra Calcare e Granito al Posto dei Cavoli presso S. Pierro in Campo (Elba). Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem. **19**. Pisa 1902.
4. — Minerali dei marmi di Carrara (Nota preventiva). Estratto dei Proc. verb. della Soc. Tosc. Sc. Nat. Aduuanza del dì luglio 1899.
5. Barrington, Brown and J. W. Judd: The rubies of Burma and associated minerals etc. Phil. Trans. Roy. Soc. London. **187**. (1896.) p. 151—228.
6. M. Bauer: Über das Vorkommen der Rubine in Birma. Dies. Jahrb. 1896. II. p. 197—238.
7. R. Beck: Die Contacthöfe der Granite und Syenite im Schiefergebiete des Elbthalgebirges. Min. u. petr. Mitth. **13**. p. 290—341.
8. — Section Berggiesshübel. Erläut. z. sächs. geol. Karte. Leipzig 1889.
9. Bischof: Lehrbuch der chemischen und physikalischen Geologie. Bd. II. Abth. 2. p. 1010—1058. Berlin 1855.

[1] Eine vollständige Literaturangabe für jedes einzelne Vorkommniss würde unverhältnissmässig viel Raum beansprucht haben. Es wurden daher in das folgende Verzeichniss nur die jeweils wichtigsten Arbeiten aufgenommen.

Digitized by Google

10. G. Bonney: On Mesozoic Rocks and Crystalline Schists in the Lepontine Alpes. Quart. Journ. Geol. Soc. **50**. p. 285—301. 1894.
11. — On the sections near the summit of the Furka Pass. Quart. Journ. Geol. Soc. **53**. p. 16–20. 1897.
12. — The Effects of Pressure in Crystalline Limestone. Geol. Mag. 1889. p. 483.
13. B. Brown and J. W. Judd: The rubies of Burma and associated minerals etc. Proceed. Roy. Soc. London. 6 Febr. 1895. p. 387.
14. J. Bryce: Lignite und veränderte Dolomite auf der Insel Bute. Lond. Edinb. Philol. Mag. 1849. **35**. p. 81—92.
15. H. Bücking: Der nordwestliche Spessart. Abhandl. d. preuss. geol. Landesanst. Neue Folge. Heft 12. p. 47—48. Berlin 1892.
16. — Das Grundgebirge des Spessarts. Jahrb. k. preuss. geol. Landesanst. f. 1889—1892. p. 28—92.
17. Caralp: Sur le marbre de Saint-Béat, son âge et ses rélations stratigraphiques. Compt. rend. **114**. p. 784—786. 1892.
18. L. Charpy: Note sur l'industrie du marbre à Sainte-Amour et sur les gisements de marbres dans le département du Jura.
19. C. Chelius: Mittheilungen aus dem Aufnahmegebiet des Sommers 1894. Notizbl. d. Ver. f. Erdkunde zu Darmstadt. IV. Folge. Heft 15. p. 16—39. Darmstadt 1894.
20. — in den Erläut. z. hess. geol. Karte, IV. Liefg., Blätter Zwingenberg und Bensheim. p. 11—16. Darmstadt 1896.
21. Cole and Sollas: The Origin of certain Marbles a Suggestion. Sci. Proc. Roy. Dublin Soc. **7**. 1891. p. 124.
22. A. K. Coomáraswámy: The Tiree and Jona Marbles. Quart. Journ. Geol. Soc. **59**. 1903. p. 91—103.
23. — The Crystalline Limestones of Ceylon. Ibid. **58**. 1902. p. 399—422.
24. J. Cocchi: Beschreibung der Feuer- und Sedimentgesteine Toskanas nach ihrer geologischen Aufeinanderfolge. Bull. géol. Soc. 1856. **13**. p. 226—301. Taf. 11.
25. H. Coquand: Geologische Beschreibung der Provinz Constantine. Mém. géol. Soc. 1854. **5**. p. 1—55. Taf. 1—5.
26. — Umwandlung der Kalkgesteine durch die Berührung und die Nähe von Feuergesteinen. Bull. géol. Soc. **12**. p. 314—352.
27. B. v. Cotta: Dreierlei Formationen des körnigen Kalkes. Dies. Jahrb. 1834. p. 37.
28. — Mittheilung über den fichtelgebirgischen körnigen Kalk. Ibid. 1842. p. 817—819.
29. — Mittheilung über den Miltitzer körnigen Kalk. Ibid. 1834. p. 329–336.
30. — Ursprung des körnigen Kalkes. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **4**. p. 47 ff.
31. — Dies. Jahrb. 1834. p. 329; 1851. p. 572.
32. — Geognostische Wanderungen. Heft 1.
33. — Erläuterung der geognostischen Karte von Sachsen. Heft 2. p. 242.

Digitized by Google

34. B. v. Cotta: Grundriss der Geognosie und Geologie. 1846. p. 304.
35. — Über den Wunsiedler Kalk. Dies. Jahrb. 1853. p. 492.
36. — Über die Erz- und Kalklager von Schwarzenberg. Ibid. 1853 p. 493.
37. — Ibid. 1851. p. 573. Taf. VIII Fig. 1. u. 2.
38. — Alter der granitischen Gesteine von Predazzo und Monzoni in Süd-Tirol. Ibid. 1863. p. 16—29.
39. — Die Geologie der Gegenwart. Leipzig 1878. 5. Aufl.
40. — Bemerkungen zu den vorstehenden Aufsätzen der Herren Delesse und Scheerer. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **4**. p. 47—53.
41. J. Couharévitsch: La Russie industrielle. Région ouest. Revue univ. des mines etc. 1892. p. 265—335.
42. A. Delesse: Mémoire sur la constitution minéralogique et chimique des roches des Vosges Calcaire saccharoïde du Gneiss. Annales des Mines. **20**. p. 141—182.
43. — Über Kalkstein im Gneisse. (Im Auszug aus Ann. d. Min. **20**. p. 141 mitgetheilt von Th. Scheerer in Freiberg.) Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **4**. p. 22—30.
44. — Minéralogie du calcaire saccharoïde des Vosges. Annales des Mines. **32**. p. 369—372. Paris 1851.
45. D. Draper: The Marble Beds of Natal. Quart. Journ. Geol. Soc. **51**. p. 51—56. 1895.
46. F. Dvorský: Dies. Jahrb. 1901. II. p. 202.
47. O. Eisenlohr: Geognostische Beschreibung des Kaiserstuhls bei Freiburg i. B. Inaugural-Dissertation. Karlsruhe 1829.
48. Fauvell: Notiz über die Marmorarten von Estaget. Vorgel. b. d. philomat. Soc. von Perpignan: l'Instit. 1834. p. 349.
49. C. Fromherz: Der körnige Kalk am Kaiserstuhl. Beiträge zur min. u. geogn. Kenntniss des Grossherzogthums Baden, herausgeg. von G. Leonhard. Heft 1. p. 98—101. Stuttgart 1853.
50. — Dies. Jahrb. 1852. p. 446—450.
51. C. Fuchs: Der körnige Kalk bei Auerbach. Heidelberg 1860.
52. Gerhard: Dies. Jahrb. 1882. I. p. 241—242.
53. A. Giampaoli: I Marmi di Carrara. Pisa 1897.
54. Fr. Graeff: Zur Geologie des Kaiserstuhlgebirges. Mitth. d. grossh. bad. geol. Landesanst. **2**. p. 403—495. Heidelberg 1893.
55. — Petrographische und geologische Notizen aus dem Kaiserstuhl. Bericht über die 33. Versammlung d. Oberrhein. geol. Ver. in Donaueschingen am 19. April 1900. p. 49—58.
56. P. Groth: Das Gneissgebiet von Markirch im Ober-Elsass. Abhandl. zur geol. Specialkarte von Elsass-Lothringen. **1**. Heft 3. Strassburg 1877.
57. U. Grubenmann: Über die Gesteine der sedimentären Mulde von Airolo. Ein Beitrag zur Kenntniss metamorphischer Gesteine. Mitth. d. thurgauischen naturf. Ges. **8**. p. 1—27. Frauenfeld 1888.
58. W. v. Gümbel: Geologie von Bayern. I. Theil: Grundzüge der Geologie. p. 379—380. Kassel 1888.

Digitized by Google

59. W. v. Gümbel: Geognostische Beschreibung des Königreichs Bayern. III. Abth. Fichtelgebirge mit dem Frankenwalde und dem westlichen Vorlande. p. 169—174 u. 336—352. Gotha 1879.
60. W. Hammer: Über die Pegmatite der Ortler Alpen. Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanst. 1903. No. 17.
61. Harres: Notizbl. d. Ver. f. Erdkunde zu Darmstadt. 1881. No. 13; 1882. No. 15.
62. Hauenschild: Sitzungsber. Wiener Akad. **60**. 1869. 1.
63. Haughton: Über den körnigen Kalk von Jona. The Dublin Quart. Journ. of Science. **17**. p. 93.
64. Helmhacker: Min. Mitth. 1876. p. 26.
65. O. Herrmann: Steinbruchindustrie und Steinbruchgeologie. Berlin 1899.
66. Fr. Hoffmann: Entdeckungen über den Marmor von Carrara. Dies. Jahrb. 1833. p. 102—103.
67. L. Hoffmann: Die Marmorlager von Auerbach a. d. Bergstrasse in geologischer, mineralogischer und technischer Beziehung. Abhandl. d. grossh. hess. geol. Landesanst. zu Darmstadt. **2**. Heft 3. Darmstadt 1894.
68. H. J. Holmberg: Mineralogischer Wegweiser durch Finnland. Helsingfors 1857. Anderer Titel: Bidrag till Finlands Naturkännedom, Etnografi och Statistik, utgifna of Finska Vetenskapssocieteten. Första Heftet.
69. Hussak: Dies. Jahrb. 1885. I. p. 242.
70. Kilian et M. Hovelacque: Examen microscopique de Calcaires alpins. Bull. soc. géol. de France. (3.) **25**. p. 638—640. 1897.
71. Kittel: Skizze der geognostischen Verhältnisse der nächsten Umgebung Aschaffenburgs. 1840.
72. A. Knop: Über Pseudobiotit. Zeitschr. f. Kryst. **12**. p. 607—609.
73. — Über Mineralien aus dem körnigen Kalk. Ibid. 1877. p. 284; 1887. p. 236, 588, 607.
74. — Berichte über die Versammlungen des Oberrhein. geol. Vereins. XVII. Versamml. zu Frankfurt a. M. 17. April 1884. p. 7—8.
75. — Beiträge zur Kenntniss einiger Glieder der Glimmerfamilie. Zeitschr. f. Kryst. **12**. p. 588—607.
76. Fr. Kovář: Stilpnosiderit und Cyanit im Urkalk von Trpín. Dies. Jahrb. 1901. II. p. 225.
77. — Chemische Untersuchungen einiger Mineralien der Umgebung von Öls in Mähren. Abhandl. d. böhm. Akad. 1898. No. 9.
78. A. Kuhlberg: Die Insel Pargas (Ahlön) chemisch und geognostisch untersucht. Archiv f. d. Naturkunde Liv-, Est- und Kurlands. (1.) **4**. p. 115—173.
79. A. Lacroix: Sur les cipolins à minéraux et sur les roches à Wernérite de l'Ariège. Compt. rend. **110**. p. 54. 1890.
80. — Contribution à l'étude des roches métamorphiques éruptives de l'Ariège (Feuille de Foix). Bull. des services de la Carte géol. de la France. No. 11. **2**. p. 1—24. 1890.

Digitized by Google

81. A. Lacroix: Les roches à axinite (limurites) des contacts granitiques des Hautes-Pyrénées. Compt. rend. **127**. p. 673—675. 1898.
82. — Comptes rendus. **110**. (1890.) p. 54.
83. — Sur quelques cas de production d'anatase par voie secondaire. Bull. soc. franç. de min. **24**. p. 425—428. 1901.
84. J. Lemberg: Über die Contactbildungen bei Predazzo. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **24**. 1872. p. 187—264.
85. — Ibid. **29**. 1877. p. 457, 634.
86. O. Leneček: Über Predazzit und Pencatit. Min. u. petr. Mitth. **12**. p. 429—442 u. 447—456.
87. H. Lenk: Studien an Gesteinen aus dem mexikanischen Staat Oaxaca. Beitr. z. Geol. u. Palaeont. d. Republik Mexico. **2**. Heft 2. p. 111—118. Leipzig 1898.
88. Ch. H. Lees: On the Thermal Conductivities of Crystals and other Bad Conductors. Phil. Trans. Roy. Soc. London for 1892. **183**. p. 481—509.
89. C. v. Leonhard: Bitten und Wünsche, den körnigen (sogen. Ur-) Kalk betreffend. Dies. Jahrb. 1833. p. 312—315.
90. R. Lepsius: Griechische Marmorstudien. Anhang z. d. Abhandl. d. k. preuss. Akad. d. Wiss. Berlin 1890.
91. — Geologie von Attika. Ein Beitrag zur Lehre vom Metamorphismus der Gesteine. Berlin 1893.
92. G. Link: Dies. Jahrb. 1883. I. p. 204.
93. B. Lotti e D. Zaccagna: Sezioni geologiche nella regione centrale delle Alpe Apuane. Boll. R. Com. Geol. d'Italia. **12**. p. 5—32.
94. Meneghini: Proc. verb. Soc. Tosc. sc. nat. Ad. 14 Nov. 1880.
95. P. Merian: Über den Kaiserstuhl bei Freiburg. Verhandl. d. naturf. Ges. zu Basel. 7. p. 64. 1847.
96. A. Müller: Pseudomorphose von Brookit nach Titanit von dem Steinbruch St. Philippe bei Markirch in den Vogesen. Ibid. 1857. p. 573 ff.
97. H. Müller: Über die Erzlagerstätten in der Umgegend von Berggiesshübel. Leipzig 1890.
98. Fr. Naumann: Lehrbuch der Geognosie. Bd. I. p. 510—512, 712—714, 750—753.
99. Fr. Naumann und B. Cotta: Geognostische Beschreibung des Königreichs Sachsen und der angrenzenden Länderabtheilungen. Heft 5. p. 77—79. Dresden und Leipzig 1845.
100. F. Nies: Geognostische Skizze des Kaiserstuhlgebirges im bad. Breisgau. Inaugural-Dissertation. Heidelberg 1862.
101. Nöggerath: Marmor und andere Steinarten unter den Bauresten alter römischer Architektur zu Trier. Niederrhein. Ges. f. Naturkunde zu Bonn. 1857. 4. März.
102. M. M: Ogilvie Gordon: The Geological Structure of Monzoni and Fassa. Edinburgh 1902—1903.
103. Oschatz: Mittheilung über die mikroskopische Structur des weissen körnigen Marmors. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **7**. p. 5—6.

Digitized by Google

104. P. Ozchegow: Contact von Granit und Kalkstein bei der Station Berdjanch der Samara—Slatouster Eisenbahn. Beilage zu den Sitzungsprot. d. Naturf.-Ges. a. d. Kasaner Universität. No. 175. p. 1—15. 1899.
105. G. vom Rath: Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1875. p. 295.
106. E. Repetti: Sopra l'Alpe Apuane ed i marmi di Carrara. 1820.
108. Ferd. Freih. v. Richthofen: Geognostische Beschreibung der Umgegend von Predazzo, St. Cassian und der Seisser Alpe in Süd-Tirol. p. 252—279. Gotha 1860.
109. F. Rinne: Beitrag zur Kenntniss der Umformung von Kalkspathkrystallen und von Marmor unter allseitigem Druck. Dies. Jahrb. 1903. I. p. 160—178.
110. J. Roth: Bemerkungen über die Verhältnisse von Predazzo. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 3. p. 140—148.
111. — Verhältnisse von Predazzo im Fleimser Thal in Süd-Tirol. Ibid. 3. p. 109—110.
112. — Über den Kalk von Predazzo. Erdmann's Journal. 1851. p. 846 ff.
113. — Allgemeine und chemische Geologie. Bd. II. Petrographie. 1887.
114. Roussel: Sur les calcaires cristallines des Pyrénées. Bull. soc. géol. de la France. (3.) 16. p. 820. 1888.
115. Sandberger: Dies. Jahrb. 1893. I. p. 101.
116. A. Sauer: Erläuterungen zur geologischen Karte von Sachsen. Section Meissen. p. 46—53. Leipzig 1889.
117. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Sachsen. Section Elterlein—Buchholz. 2. Aufl. Revidirt von C. Gabert im Jahre 1900. Leipzig 1901.
118. Fr. Schafarzik: Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Orsava, Jesselnicza und Ogradina. Jahresber. k. ungar. geol. Anst. f. 1890. p. 141—158.
119. F. Schalch: Erläuterungen zur geologischen Specialkarte Sachsens. Section Schwarzenberg. 1. Aufl. Leipzig 1884.
120. Th. Scheerer: Bemerkungen über gewisse Kalksteine der Gneiss- und Schieferformation. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1851. p. 31—46.
121. J. Schill: Das Kaiserstuhlgebirge. Beitr. z. min. u. geogn. Kenntniss des Grossherzogthums Baden, herausgeg. von G. Leonhard. Heft 2 p. 21—42 u. Heft 3 p. 1. Stuttgart 1853—1854.
122. A. Schmidt: Beobachtungen über das Vorkommen von Gesteinen und Mineralien in der Centralgruppe des Fichtelgebirges nebst einem Verzeichniss der dort auftretenden Mineralien und deren Fundstätten. Inaugural-Dissertation. Nürnberg 1895.
123. C. Schmidt: Beiträge zur Kenntniss der im Gebiete von Blatt XIV der geologischen Karte der Schweiz in 1 : 100000 auftretenden Gesteine. Anhang z. XXV. Lieferung d. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. Bern 1891.
124. Fr. Schmidt: Die Kalksteinlager im Fichtelgebirge. Corresp.-Bl. d. zool. u. min. Ver. in Regensburg. 12. Jahrg. p. 9—16. 1858.

Digitized by Google

124 a. Schober (Thürach): Führer durch den Spessart. p. 17—26. Aschaffenburg 1888.
125. E. Schumacher: Kalklager der Strehlauer Gegend. Inaugural-Dissertation. Breslau. Dies. Jahrb. 1878. p. 814—815 u. p. 817—821.
126. — Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **30**. 1878. p. 485.
127. Stache und v. John: Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. **27**. 1877. p. 1174.
128. De Stefani: Boll. R. Com. Geol. No. 5 u. 6. **5**. 1874.
129. — Le pieghe delle Alpi Apuane. Contribuzione agli studi sull' origine delle montagne. Publicazioni del R. Istituto di Stud. super ch. in Firenze Sezione di Scienze Fisiche e Naturali. No. 16. Florenz 1889.
130. J. Steinhäuser: Der Tiroler Marmor und seine Eigenschaften in technischer Beziehung. Verhandl. k. k. geol. Reichsanst. No. 11. 1870. p. 207.
131. Stelzner: Min. Mitth. 1873. p. 231.
132. — Dies. Jahrb. 1872. p. 196.
133. — Beitrag zur Geologie der argentinischen Republik. 1885. p. 8.
134. F. v. Tchihatchef: Beitrag zur Kenntniss des körnigen Kalkes von Auerbach—Hochstätten a. d. Bergstr. Abhandl. d. grossh. hess. geol. Landesanst. zu Darmstadt. **1**. Heft 4. Darmstadt 1888.
135. H. Thürach: Über die Gliederung des Urgebirges im Spessart. Geogn. Jahresh. 5. Jahrg. 1892. p. 1—60.
135 a. — Verhandl. d. physik.-medicin. Ges. zu Würzburg. Neue Folge. **18**.
136. Héricart de Thury: Über den Statuen-Marmor von Bérergière im Isère-Dep. L'Instit. 1836. **4**. p. 74.
137. J. Texner: Über die alten Marmorbrüche bei Bora in Afrika. Bull. géol. soc. 1834. **4**. p. 160—161.
138. St. Traverso: Geologia dell' Ossola. Genova 1895.
139. B. Turbay: Der Zinkbergbau der Altenberger Gesellschaft bei Ammeberg in Schweden. Berg- u. hüttenmänn. Zeitung. **25**. No. 48 u. 49. p. 405—409 u. 417—420.
140. J. H. L. Vogt: Der Marmor in Bezug auf seine Geologie, Structur und seine mechanischen Eigenschaften. Zeitschr. f. prakt. Geologie. 1898. p. 4 u. 43.
141. — Norsk Marmor. Norges geologiske undersögele. No. 22. Kristiania 1897.
142. E. Weinschenk: Allgemeine Gesteinskunde als Grundlage der Geologie. Freiburg i. Br. 1902.
143. — Die Tiroler Marmorlager. Zeitschr. f. prakt. Geologie. **11**. Jahrg. 1903. Heft 4.
144. — Vergleichende Studien über den Contactmetamorphismus. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. (1902.) **54**. p. 441—479.
145. K. Weiss: Der Staurolith in den Alpen. Zeitschr. d. Ferdinandeums f. Tirol u. Vorarlberg. 3. Folge. **45**. 1901. p. 129—171.
146. Wichmann: Über Berggiesshübler Granat. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1875. **27**. p. 749.

Digitized by Google

147. G. H. Williams: The Petrography and Structure of the Piedmond Plateau in Maryland. Bull. geol. soc. Amer. 2. 1891. p. 301—322.
148. G. C. Wittstein: Untersuchung einiger weisser Marmorarten. Buchner's Repertor. 3. p. 24 ff.
149. Zaccagna: Una escursione nella regione marmifera del Carrarese. Boll. R. Com. Geol. 12. 1881. p. 476—501.
150. — La carta geologica delle Alpi Apuane etc. Boll. soc. geol. Ital. 15. 1896.
151. C. Doelter: Der geologische Bau, die Gesteine und Mineralfundstätten des Monzoni-Gebirges in Tirol. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1875. p. 207.
152. Gümbel: Deutsche geographische Blätter. Bd. IV. p. 5 ff. Bremen 1881.
153. G. Steinmann und Fr. Graeff: Geologischer Führer der Umgebung von Freiburg. 1890.
154. G. Klemm: Beiträge zur Kenntniss des krystallinen Grundgebirges im Spessart. (Abh. d. Grossh. hess. geol. Landesanst. zu Darmstadt. Bd. II. Heft 4. 1895.)

Die in geologischen Formationen verschiedensten Alters eingeschalteten Lager von körnigen Kalken und Dolomiten haben schon in der ersten Hälfte des vorigen Jahrhunderts die Aufmerksamkeit vieler Geologen und Mineralogen auf sich gezogen und zu umfangreichen Arbeiten und Controversen mehrfach Veranlassung gegeben. Im Jahre 1833 veröffentlichte K. C. v. Leonhard (89) seine „Bitten und Wünsche, den körnigen (sogen. Ur-) Kalk betreffend". Specialarbeiten Leonhard's über dies Gebiet sind freilich kaum bekannt geworden, doch vertritt er in seinem „Lehrbuch der Geognosie und Geologie" den Standpunkt, welchen damals B. Cotta einnahm. Dieser hielt zu jener Zeit dreierlei Bildungsweisen des körnigen Kalkes für möglich (27):

1. Ursprüngliche Ausscheidung als Calciumcarbonat aus der feurig-flüssigen Planetenmasse, zugleich mit den plutonischen Schiefergesteinen (wie Glimmerschiefer);
2. selbständiges Empordringen aus dem Erdinnern;
3. Umwandlung aus dichtem Kalkstein.

Die auf die erste Weise entstandenen körnigen Kalke unterscheiden sich nach Cotta von denen der zweiten Art (den wirklich eruptiven) dadurch, dass sie niemals eingebackene Schieferbruchstücke, dagegen weit mehr accessorische Mineralien enthalten als diese. Ferner zeigen sie an der Grenze

Digitized by Google

gegen die Schiefer eine eigenthümliche Verwebung mit diesen, indem immer dünner werdende Kalklamellen mit Schieferlagen abwechseln. Diese mit Kalk verwebten Schieferlagen sind auf die wunderlichste, mannigfachste Art gebogen. Auch in der Farbe sollen die Kalke, welche zugleich mit den krystallinischen Schiefern als erste Erstarrungskruste der Erde ausgeschieden wurden, von den späteren Kalken eruptiven Ursprungs sich unterscheiden, indem die ersteren rein weiss, die letzteren grau, blaugrau oder grünlich gefärbt oder grau und weiss gestreift sind. Beispiele für die erstgenannte Bildungsweise sollen die körnigen Kalke von Plaue, Erdmannsdorf, Tharand und einige andere sächsische Vorkommnisse darbieten, während der Kalk von Miltitz bei Meissen für einen später in die Hornblendeschiefer eingedrungenen eruptiven Kalk erklärt wird. — In späteren Jahren ist Cotta von diesen Anschauungen zum grossen Theil zurückgekommen. Die fichtelgebirgischen Marmore hält er für contactmetamorph (35). In einer Abhandlung über „Ursprung des körnigen Kalkes“ vom Jahre 1853 (30) giebt er folgende, an moderne Anschauungen erinnernde Erklärung der eigenartigen Verbandsverhältnisse zwischen manchen Kalken und den sie umgebenden Schiefern: Der Kalkstein wurde durch Wärme stärker erweicht als die ihn einschliessenden Gesteine. In diesem Zustande ist er dann der Form nach eruptiv und aus seiner ursprünglichen Lagerung theilweise in die Zerspaltungen der Nachbargesteine eingepresst worden derart, dass er nun ausser regelmässigen Lagern zuweilen auch Gänge, Ramificationen und stockförmige Massen in denselben bildet, ihre Schichtung oder Schieferung gestört hat und zerbrochene dünne Schieferlamellen einschliesst. Der Erweichung des dichten Kalksteins folgte dann eine krystallinisch-körnige Erstarrung, begleitet von Contactbildungen. — An anderer Stelle, bei Gelegenheit der Besprechung des körnigen Kalkes von Hainichen in Sachsen, nennt Cotta diese Lagerungsform eine „injective“, eine Bezeichnung, die heutzutage vielleicht noch anzunehmen wäre. Dass Cotta gegen Ende seines Lebens an die Möglichkeit einer eruptiven Bildung körniger Kalke nicht mehr glaubte, geht aus der Definition des krystallinischen Kalkes in der letzten Auflage seiner „Geologie der Gegen-

Digitized by Google

wart" (39) hervor, wo er sagt: „Krystallinisch-körniger Kalkstein oder Marmor scheint stets durch Umwandlung (Krystallisation) unter starker Bedeckung aus einer der vorstehenden Varietäten (dichten Kalkes) hervorgegangen zu sein, und findet sich deshalb ganz vorzugsweise zwischen krystallinischen Schiefern, die selbst unter plutonischen Einwirkungen aus thonigen Sedimenten entstanden sind."

Auch C. Fr. Naumann hielt wenigstens in früheren Jahren den eruptiven Ursprung mancher körniger Kalke für wahrscheinlich. Es geht dies unter anderem aus seiner Beschreibung der Kalklager von Miltitz bei Meissen (99) hervor, wo er sogar eine contactmetamorphische Veränderung des Hornblendeschiefers durch den eruptiven Kalk nachweisen zu können glaubte. In der zweiten Auflage seines Lehrbuchs der Geognosie (98) spricht er dagegen die Ansicht aus, dass die krystallinischen Kalksteine, „so wie sie uns gegenwärtig vorliegen, grossentheils als thermometamorphische Gebilde zu betrachten seien, indem ihre letzte Verfestigung und Krystallisirung aus dem feurig erweichten Zustande stattgefunden hat". — Zu ähnlichen Anschauungen gelangte auch H. Coquand (26), welcher in den von ihm untersuchten körnigen Kalken der Pyrenäen Fossilien entdeckt und Übergänge fossilreicher, gewöhnlicher Kalksteine in körnige beobachtet hatte. Coquand glaubte jedoch, auf Grund des höheren specifischen Gewichtes der umkrystallisirten Kalke, neben der Hitze auch dem Drucke bei der Metamorphose eine bestimmende Rolle zuschreiben zu müssen. Als Resultat aller Untersuchungen ergab sich ihm: 1. Es giebt keinen Urkalk. 2. Die krystallinische Beschaffenheit der Kalke ist eine allgemein an eruptive Ausbrüche geknüpfte Thatsache. 3. Die Dichte und Weisse derselben sind Wirkungen des Druckes und der Hitze. 4. Die accessorischen Gemengtheile sind durch Sublimation aus dem Eruptivgestein in den Kalk hinübergelangt (26).

Im scharfen Gegensatz zu den bisher besprochenen Anschauungen stand um die Mitte des vorigen Jahrhunderts eine andere Gruppe von Gelehrten, als deren Hauptvertreter G. Bischof, Justus Roth und C. Fromherz zu nennen sind. Diese Forscher leugneten zwar die Möglichkeit der Um-

Digitized by Google

krystallisirung der Kalksteine in der Hitze nicht gänzlich, schrieben jedoch den meisten Marmoren eine Bildung auf wässerigem Wege zu, so J. Roth (110, 111) den Predazziten des Fassa-Thals, G. Bischof (9) dem körnigen Kalk von Auerbach und C. Fromherz (49, 50) demjenigen des Kaiserstuhls. J. Roth hat freilich später seine Anschauungen geändert, denn in seiner „Allgemeinen und chemischen Geologie" erscheint er als überzeugter Anhänger der Contactmetamorphose. Bei G. Bischof (9) dagegen findet man den Neptunismus auf den Höhepunkt getrieben. Er vergleicht die Umwandlung des dichten Kalksteins in körnigen mit der Umwandlung der Stiel- und Armglieder der fossilen Echinodermen in Kalkspath und sagt: „Diese Verhältnisse führen zur richtigen Erklärung der Umwandlung des dichten Kalksteins in körnigen. Die organische Materie wurde nach und nach auf nassem Wege zerstört und von Gewässern fortgeführt; sie wurde durch den kohlensauren Kalk, welchen sie absetzten, verdrängt. War die Verdrängung vollständig, so blieb ein weisser körniger Kalk zurück; war sie nicht vollständig, wurden nur die flüchtigen Bestandtheile der organischen Materie fortgeführt, so blieb der graufärbende Kohlenstoff zurück." Die Gewässer, aus denen körnige Kalke sich absetzten, enthielten nach Bischof stets noch andere Carbonate, sowie Silicate aufgelöst; fehlten diese Beimengungen, so entstand kein körniger Kalk, sondern Kalkspath. Bischof giebt nicht einmal die Möglichkeit einer Contactmetamorphose der Kalke durch Eruptivgesteine zu; der Granit ist ihm ein „geologischer Hokus-Pokusmacher"; dem Druck spricht er jede Fähigkeit ab, bei der Bildung der Mineralien und Gesteine irgend welchen Einfluss auszuüben.

Wenn auch diese Anschauungen heute als überwunden gelten, so ist doch die Mehrzahl der lebenden Geologen nicht geneigt, sämmtliche Vorkommnisse von körnigem Kalk auf eine durch Eruptivgesteine bewirkte Contactmetamorphose zurückzuführen; vielmehr wird dort, wo kein Eruptivgestein in der Nähe aufgeschlossen ist, gewöhnlich die Regional- oder Dynamometamorphose zur Erklärung der Erscheinungen herangezogen. Es war namentlich R. Lepsius, der in seiner „Geologie von Attika" den Versuch machte, die

Digitized by Google

Umkrystallisirung von dichtem Kalkstein in Marmor auf diesem Wege zu erklären. Nach ihm versteht man unter regionaler Metamorphose „eine Gesteinsumwandlung, die sich über ausgedehnte Landgebiete erstreckt, eine Umwandlung, bei welcher Eruptivgesteine entweder gar keine oder nur eine secundäre und untergeordnete Rolle spielen". Die bei derselben sich abspielenden Vorgänge hätte man sich etwa folgendermaassen zu denken: Die sehr kleinen Kalkspathkörner des ursprünglich zoogenen Kalksteins werden durch die lang andauernde, allmählich abnehmende und mehrfach wechselnde Wärme, die von der Erdtiefe ausgeht, sowie unter dem Einfluss des Gebirgsdrucks, vom überhitzten Wasser, vielleicht unter Mitwirkung flüssiger Kohlensäure, auf chemischem Wege aufgelöst und in grösseren Kalkspathkrystallen wieder abgeschieden. Diese Umkrystallisation geht nur sehr allmählich vor sich, und zwar derart, dass die kleinen „hemikrystallinen" Körnchen gleichsam die Mutterlauge darstellen, aus welcher die grossen holokrystallinen Kalkspathindividuen auskrystallisiren. Je länger die Wärme andauert, oder je höher dieselbe ist, um so grobkörniger wird (bei gleichem Drucke) der Kalk werden. Andererseits wird auch, je höher der Druck steigt, das Korn um so gröber ausfallen, da bei zunehmendem Drucke, aber gleicher Temperatur, ein und dieselbe Menge Wasser grössere Quantitäten kohlensauren Kalkes aufzulösen vermag. Es wären demnach 4 Factoren, welche das Wesen der Regionalmetamorphose ausmachten, nämlich: 1. Wasser als Lösungsmittel; 2. hohe Temperatur; 3. mechanischer Druck, der das überhitzte Wasser in flüssigem Zustand in den Gesteinen festhält und zugleich dessen Lösungsfähigkeit erhöht; 4. lange Zeitdauer.

Ausdrücklich bemerkt Lepsius, dass Druck an sich, ohne lösendes Wasser, keine Umkrystallisation bewirken kann. Neues Material mineralischer Stoffe wird bei der Regionalmetamorphose den Kalken nicht zugeführt; die Übergemengtheile der von Lepsius untersuchten Marmore: Quarz, Feldspath und Glimmer finden sich auch in den nicht umgewandelten Kalksteinen jener Gegenden.

Die Ansichten W. v. Gümbel's (58) beruhten auf ähnlichen Principien. Auch er nimmt für gewisse, den krystallinen

Digitized by Google

Schiefern eingeschaltete Lager körnigen Kalkes eine ohne das Zuthun vulcanischer Agentien erfolgte Umkrystallisation an. Diese denkt er sich in der Weise zu Stande gekommen, „dass durch den Gebirgsdruck eine bis ins Kleinste gehende Zersprengung der Gesteinsmasse bewirkt wird und hierbei der Durchfeuchtung zahlreiche Zufuhrwege geöffnet werden, auf welchen nunmehr das wässerige Agens, vielleicht von der durch die Reibung hervorgerufenen höheren Temperatur unterstützt, seine Thätigkeit in erhöhtem Maasse entfalten kann". Also auch hier wieder Druck, Wasser und Wärme als wesentliche Factoren der Metamorphose.

In neuester Zeit hat J. H. L. Vogt (140, 141) eine Trennung der körnigen Kalke in regionalmetamorphe und contactmetamorphe auf Grund des verschiedenen Mineralbestandes und gewisser Eigenthümlichkeiten der Structur durchführen zu können geglaubt. Auf die Anschauungen Vogt's kann erst am Schluss dieser Arbeit ausführlich eingegangen werden, da einer der Hauptzwecke derselben in dem Nachweis besteht, dass zwischen „regional"- und contactmetamorphen Marmoren wesentliche Unterschiede im Sinne Vogt's nicht vorhanden sind. Es soll versucht werden, zu zeigen, dass in allen hier beschriebenen Fällen die Annahme einer mit vulcanischen Processen in Zusammenhang stehenden Contactmetamorphose den Vorzug vor derjenigen einer Regionalmetamorphose verdient, mögen auch immerhin die Bedingungen, unter denen die erstere stattfand, in gewissen Gebieten erheblich von den normalen verschieden gewesen sein.

Es folgt nun die specielle Beschreibung einer Anzahl körniger Kalke und Dolomite, über welche eigene Untersuchungen angestellt wurden.

Markirch im Elsass.

Der körnige Kalk von St. Philippe bei Markirch ist zur Zeit nur in einem einzigen Steinbruch aufgeschlossen, in diesem Steinbruch war einige Zeit vor meinem Besuche neuerdings gebrochen worden, so dass frisches Gesteinsmaterial in Menge zu haben war. Freilich ist das von Groth (56) gegebene Profil bei weitem nicht mehr im vollen Umfange sichtbar, namentlich sind die auf der Südostseite gelegenen

Digitized by Google

Theile des Steinbruchs von Rasen und Schutt bedeckt; doch ist an der entgegengesetzten Seite (rechts vom Eingang) der Contact zwischen Gneiss und Kalk noch sehr gut zu beobachten.

Der körnige Kalk von Markirch ist nach Groth (56) eine Einlagerung im sogen. jüngeren Gneiss; dieser ist am Contact ein röthlichgraues feinkörniges, im Allgemeinen nicht schieferiges Gestein, welches aus vorherrschendem Feldspath und Biotit besteht, während der Quarz mehr zurücktritt. Der unmittelbar neben diesem Gneiss anstehende Kalk ist sehr reich an accessorischen Mineralien, welche lagenweise angeordnet sind, und zwar wechseln namentlich phlogopitreiche Streifen mit solchen, die sehr wenig Glimmer, dafür aber reichlichen grünen Serpentin enthalten. Im Dünnschliff ist von dieser Art Schichtung wenig zu sehen, da die einzelnen Lagen im Allgemeinen zu breit sind, als dass mehrere auf einem gewöhnlichen Schliff Platz fänden. Im Übrigen beobachtet man bei der mikroskopischen Untersuchung Folgendes: Der Kalkspath bildet Individuen mittlerer Korngrösse und ist in normaler Weise zwillingslamellirt, von verzahnter Structur ist wenig zu sehen. Dagegen sind auffallend die vielen Durchwachsungen mehrerer Individuen, welche in ganz unregelmässiger Weise, oft auch mit zackigen Conturen, einander durchdringen. Phlogopit in Krystallen mit schwachem Pleochroismus von farblos bis sehr lichtbräunlich ist reichlich vorhanden. Interessant sind die ebenfalls sehr häufigen Pseudomorphosen nach Forsterit. Die ursprünglichen Krystalle waren klein und, wie gewöhnlich, mehr oder weniger gerundet; sie erscheinen an einzelnen Stellen des Schliffs zu Nestern zusammengedrängt. An diesen Krystallen beobachtet man nun 2 Haupttypen von Pseudomorphosen: 1. Serpentin-Pseudomorphosen, welche immer etwas, z. Th. viel Kalkspath enthalten und mit den als „Eozoon“ bezeichneten Gebilden eine nicht unbedeutende Ähnlichkeit aufweisen. Der Serpentin ist im gewöhnlichen Licht theils gelbgrün, theils sehr lichtgrün, aber nicht pleochroitisch; zwischen gekreuzten Nicols zeigt er z. Th. eine etwas höhere Doppelbrechung, als ihm gewöhnlich zukommt. 2. Kalkspath-Pseudomorphosen mit spärlichem Serpentin; diese treten im gewöhnlichen Licht sehr

Digitized by Google

schön hervor, da sie sich durch ihr klares Aussehen von der im Allgemeinen trüben Grundmasse abheben. — Zwischen den beiden Haupttypen der Pseudomorphosen nach Olivin kommen nun alle Übergänge vor, so dass bei zahlreichen dieser Umwandlungsproducte annähernd gleich viel Serpentin und Kalkspath vorhanden sind.

Neben Serpentin und Phlogopit, aber viel spärlicher, liess sich als accessorisches Mineral Tremolit nachweisen; derselbe ist kaum erkennbar grünlich gefärbt und nicht pleochroitisch; die Individuen sind idiomorph, zeigen vollkommene Spaltbarkeit und eine Auslöschungsschiefe von etwa 18 Grad. — Ferner kommen winzige, sehr kräftig lichtbrechende und auch stark doppelbrechende Körnchen vor, deren nähere Bestimmung nicht möglich war; doch gehören sie zweifellos weder dem Zirkon, noch dem Titanit an.

Mit dem beschriebenen Kalk wurde eine Trennung in Thoulet'scher Lösung ausgeführt; hierbei wurden die im Dünnschliff gemachten Beobachtungen bestätigt, ohne dass etwas Neues gefunden wurde. — Die weiter vom Contact mit dem Gneiss entfernten Partien des Marmorlagers enthalten im Allgemeinen die gleichen accessorischen Mineralien, aber niemals in solcher Menge wie direct am Contact. So zeigt ein Handstück eines ziemlich grobkörnigen weissen Marmors ebenfalls Lagen von Phlogopit und von Serpentin, welch letzterer hier sowohl in der gewöhnlichen grünen, als auch in einer eigenthümlichen schwarzen Modification vorhanden ist. Als solche wird nach Weinschenk ein sehr schwach doppelbrechendes Mineral bezeichnet, welches makroskopisch schwarz ist, im Dünnschliff aber die eigenthümliche Erscheinung zeigt, dass die parallel zur Hauptzone schwingenden Strahlen vollkommen absorbirt werden, während die dazu senkrecht schwingenden völlig farblos bleiben. Es sei darauf hingewiesen, dass auch in dem contactmetamorphen Kalk von Obernzell bei Passau die beiden Serpentinvarietäten, die grüne und die schwarze, nebeneinander vorkommen und die als „Eozoon bavaricum" bezeichneten Gebilde theilweise gemeinsam zusammensetzten. U. d. M. zeigt der Kalkspath normales Aussehen; eine verzahnte Structur ist nur an einzelnen Stellen, dort aber sehr deutlich ausgebildet. Phlogopit von der oben

Digitized by Google

beschriebenen Beschaffenheit ist reichlich vorhanden, ebenso die Pseudomorphosen von Serpentin nach Forsterit; letzterer ist zu einem grossen Theil noch erhalten und zeigt dann die typische Maschenstructur; an anderen Stellen sind bereits die gesammten Krystalle in Serpentin umgewandelt, welcher im gewöhnlichen Lichte so gut wie farblos erscheint und zwischen gekreuzten Nicols durchweg sehr niedrige, schwärzlich graue bis graublaue Interferenzfarben erkennen lässt. Die Calcit-Pseudomorphosen scheinen an dieser Stelle des Lagers nicht vorzukommen. Dagegen liess sich Periklas nachweisen: vereinzelte gerundete Oktaëder, farblos und optisch isotrop; dieselben könnten auf den ersten Blick vielleicht für Spinell gehalten werden; doch ist die Lichtbrechung hierfür nicht kräftig genug, und die sehr gut entwickelte hexaëdrische Spaltbarkeit lässt keinen Zweifel übrig, dass es sich um Periklas handelt.

Auch mit dem eben beschriebenen Material wurde eine mechanische Trennung in Thoulet'scher Lösung vorgenommen; es konnte hierbei das Vorkommen des Periklas bestätigt werden; daneben aber fanden sich rosa gefärbte, ebenfalls isotrope Kryställchen, welche von einer deutlichen Spaltbarkeit nichts erkennen liessen und demnach wohl für Granat gehalten werden müssen, worauf auch die Form hinweist. Endlich wurde bei der mechanischen Trennung die Anwesenheit von Magnetkies festgestellt.

Interessant ist ferner ein Handstück, welches den Contact des Marmors mit einem aplitischen Gange zeigt, wie sie auch den umgebenden „Gneiss" durchsetzen. Der hier in Betracht kommende Aplit ist ein Gestein von mittlerer Korngrösse und besteht im Wesentlichen aus Quarz und weissem Feldspath, daneben führt er in nicht unbeträchtlicher Menge goldbraunen Glimmer. Die unmittelbare Umrandung des Aplits bildet ein ausschliesslich aus Phlogopit bestehendes Band, dann folgt eine schmale Zone grünen Serpentins, sodann eine breitere Zone, welche sehr reich an schwarzem Serpentin ist, und an diese schliesst sich der normale, grobkörnige, weisse Marmor mit den gewöhnlichen Übergemengtheilen. Von einem Splitter des beschriebenen Handstücks wurde ein grosser Schliff ($7 \times 5\frac{1}{2}$ cm) angefertigt, welcher bei der mikroskopi-

Digitized by Google

schen Untersuchung folgendes Bild ergab: Die Hauptgemengtheile des Aplits sind, wie man schon makroskopisch sieht, Quarz und Plagioklas; letzterer ist zum grössten Theil stark zersetzt und ganz trübe, so dass die Zwillingslamellirung nur noch an einzelnen Individuen erkennbar ist. Ausser dunkelrothbraunem Glimmer führt der Aplit verschiedene Übergemengtheile, wie Granat, Titanit und wahrscheinlich auch schwach doppelbrechende Glieder der Epidotgruppe, deren nähere Bestimmung hier von keinem Belang ist. Der Glimmer im Aplit ist tief gefärbt; geht man aber zu dem nur aus Glimmer bestehenden Bande über, welches den Aplit umrandet, so ist die Färbung des Glimmers hier viel schwächer; die dunkelste Nüance, die erreicht wird, ist ein helles Braun. Im Marmor selbst endlich ist der Pleochroismus unbedeutend; es findet nur noch ein Wechsel zwischen farblos und einem sehr lichtbräunlichen Farbentone statt. — Im Dünnschliff sieht man ferner, dass der Kalk unmittelbar hinter dem Phlogopitbande beginnt, während bei der makroskopischen Betrachtung noch eine schmale Serpentinzone sich dazwischen zu schieben scheint. Diese besteht in Wirklichkeit aus Kalk mit reichlichem, in Umwandlung begriffenen Forsterit. Neben den gewöhnlichen Pseudomorphosen von lichtgelbgrünem Serpentin kommen auch hier zahlreich solche von schwarzem Serpentin vor, dessen Eigenschaften in diesem Schliff ganz besonders gut zu beobachten sind. — Auch Periklas konnte wieder nachgewiesen werden, und zwar in nicht unbeträchtlicher Menge; er kommt wie der Forsterit in Form kleiner Einsprenglinge im Kalk vor, von denen ein Theil frisch, der andere ebenfalls in Serpentinisirung begriffen ist; diese beginnt an den Spaltrissen und auch an unregelmässigen Sprüngen des Minerals, so dass eine ganz ähnliche Maschenstructur zu Stande kommt, wie sie der im Beginn der Serpentinisirung stehende Olivin aufweist. — Was endlich die Marmormasse selbst betrifft, so ist nur zu erwähnen, dass eine verzahnte Structur derselben an vielen Stellen deutlich hervortritt.

Die reinsten Partien des Marmorlagers von St. Philippe werden von einem grobkörnigen, weissen Marmor gebildet, welcher nur mehr spärlichen Serpentin, aber immer noch

Digitized by Google

ziemlich viel Phlogopit führt. U. d. M. ist der Kalkspath durch schöne Ausbildung und besondere Breite der Zwillingslamellen ausgezeichnet; die einzelnen Körner sind ziemlich gut miteinander verzahnt. Geht man zu stärkeren Vergrösserungen über, so erweist sich der Kalk als erfüllt von regellos angeordneten Gasbläschen und minimalen Flüssigkeitseinschlüssen, eine Erscheinung, die bei manchen körnigen Kalken beobachtet werden kann. Was die accessorischen Mineralien betrifft, so wäre zunächst Dolomit zu erwähnen, der in Form kleiner, nicht zwillingslamellirter Körner, bisweilen auch deutlicher Rhomboëder, von abweichender optischer Orientirung in den grösseren Calcitindividuen eingeschlossen vorkommt. Der Phlogopit ist, wie gewöhnlich, sehr hellbräunlich; Pseudomorphosen von im Dünnschliff farblosem Serpentin nach Forsterit sind nicht gerade selten; endlich kommen hier und da sehr feinschuppige Aggregate von Chlorit (Pseudophit) mit anomalen Interferenzfarben vor.

Zum Schluss wäre noch ein Mineralgemenge zu besprechen, welches von Groth als „Kalkconglomerat" bezeichnet worden ist. Dasselbe bildet am südwestlichen Ende des Steinbruchs (rechts vom Eingang) das unmittelbare Liegende des Gneisses und ist auf der Seite, sowie nach der Tiefe zu von einem sehr unreinen körnigen Kalk, wie er im Anfang dieses Abschnittes beschrieben wurde, umgeben. Die vom Verfasser an dieser Stelle gesammelten Handstücke lassen sich folgendermaassen beschreiben: In einem mineralreichen Kalk sind Pseudophitknollen eingebettet, die von Phlogopitzonen umrandet werden. Die Knollen enthalten einen weissen, mattschimmernden Kern, vermuthlich umgewandelten Feldspath. An anderen Stellen umgeben die Phlogopitkränze keine grünen Pseudophitknollen, sondern graue, mit Salzsäure sehr schwach brausende Partien. Die Stücke zeigen schön polirte Rutschflächen. Diesem makroskopischen Befund nach handelt es sich um die von Delesse (42, 44) beschriebenen Nieren im Kalk, welche aus einem Kern von dichtem weissen Feldspath, einer inneren Schale von „Pyrosklerit" (d. i. Pseudophit) mit Glimmerblättchen und einer äusseren Schale von bronzefarbenem Glimmer bestehen. Nun zeigt aber die mikroskopische Untersuchung, dass die wie Pseudophit aussehende Substanz

Digitized by Google

zum geringsten Theil von Chlorit gebildet wird; der bei weitem grössere Theil setzt sich zusammen aus feinschuppigen Aggregaten eines nicht sicher bestimmbaren Minerals (wahrscheinlich Talk) und radialstrahligen Aggregaten lichten Glimmers; hinzu tritt viel Titanit und Zirkon; Chlorit aber ist ziemlich untergeordnet und nur pseudomorph nach einem vollkommen spaltbaren Mineral, über dessen Natur nichts Näheres mehr zu ermitteln ist. Die den „Pseudophitknollen" umgebende Phlogopitzone besteht u. d. M. aus einem ziemlich kräftig pleochroitischen Glimmer mit Einschlüssen von Zirkon; ausser spärlichem Titanit sind andere Mineralien in dieser Zone nicht nachzuweisen. Die Glimmerlamellen sind vielerwärts gebogen, zerbrochen und in mannigfacher Weise auf- und durcheinander gepresst. Im anstossenden Kalk ist der Phlogopit, wie schon öfters beobachtet, nur schwach pleochroitisch; er enthält hier Einschlüsse von Kalk. Ferner findet sich, wie gewöhnlich, Forsterit, der in Serpentinisirung begriffen ist.

Im Marmor von St. Philippe wurden demnach bei dieser Untersuchung die folgenden accessorischen Mineralien gefunden: Phlogopit, Forsterit, Serpentin, Tremolit, Periklas, Granat, Titanit, Zirkon, Magnetkies, Dolomit, Chlorit. Von diesen sind Forsterit, Serpentin, Periklas, Granat und Dolomit in der bisherigen Literatur nirgends erwähnt; dagegen führen die früheren Autoren noch folgende Accessoria an: grünen Augit, Graphit, Spinell, Chondrodit, Quarz (Groth 56), sowie Pseudomorphosen von Brookit nach Titanit (96). Neuerdings beobachtete Lacroix (83), dass der Titanit im Pseudophit von Markirch vielfach einen bläulichen Überzug zeigt oder ganz in eine blaugraue Substanz verwandelt ist; diese besteht aus nach (001) tafeligen Anataskryställchen.

Was die Entstehung des körnigen Kalkes von Markirch anlangt, so war Delesse (42, 43) der Ansicht, dass er seine krystalline Structur zur Zeit der krystallinen Ausbildung des umschliessenden Gneisses angenommen habe, und dass das Alter beider Gesteine — wenigstens in Bezug auf ihre Metamorphose — dasselbe sei. Auch die accessorischen Mineralien, welche sich in der Mehrzahl sowohl im Kalk, als im über-

Digitized by Google

lagernden Gneiss finden, sollen nach Delesse infolge von Secretionen, welche Spalten ausfüllten, gleichzeitig in beiden Gesteinen entstanden sein. Hingegen sind nach Groth (56) die Accessoria „metamorphische Ausscheidungen im Kalk, oder, wenn man den letzteren als später gebildet ansieht, Reste der ursprünglichen Silicate, nicht fremde Einschlüsse".

Heutzutage dürfte die Ansicht von der Umkrystallisation des Marmors von Markirch und der Bildung seiner accessorischen Mineralien durch Agentien der Contactmetamorphose keinem ernstlichen Widerspruch mehr begegnen, da 1. eine Reihe echter Contactmineralien (Phlogopit, Forsterit, Chondrodit, Granat, Magnetkies) in demselben vorkommen und 2. aplitische und pegmatitische Gänge, welche auf die Nähe eines Tiefengesteinsmassivs deuten, sowohl den Marmor wie den umgebenden „Gneiss" durchsetzen. Bekannt ist das Auftreten ausgedehnter Granitmassive in der weiteren Umgebung von Markirch; dass aber auch manche der als Gneiss bezeichneten Felsarten in der Nähe des Marmorlagers nichts Anderes als veränderte granitische Gesteine sind, dürfte viel Wahrscheinlichkeit für sich haben.

Schelingen.

Der körnige Kalk von Schelingen am Kaiserstuhl ist zwar durch mehrere Steinbrüche östlich vom Dorfe aufgeschlossen, doch sind dieselben seit längerer Zeit z. Th. gar nicht mehr, z. Th. nicht mehr im regelmässigen Betrieb, so dass die Ausbeute für den sammelnden Geologen oder Mineralogen nicht besonders lohnend ausfällt. Hinzu kommt, dass der Contact nirgends aufgeschlossen, und von den Lagerungsverhältnissen überhaupt wenig zu sehen ist. Unter solchen Umständen lässt sich zu den Beschreibungen der früheren Autoren kaum etwas Neues beibringen.

Der körnige Kalk des Kaiserstuhls ist nach Graeff (54) auf zwei Seiten von anstehendem Tephrit umgeben und war nach Ansicht dieses Autors in früherer Zeit von diesem oder einem ähnlichen Ergussgestein auch bedeckt. Ferner wird er an mehreren Stellen von kleinen Eruptivgängen durchsetzt. Das Liegende des Kalkes ist nirgends sichtbar, das Hangende

Digitized by Google

bildet stellenweise Tertiär (54). Hiermit ist erschöpft, was über die Lagerungsverhältnisse bekannt ist.

Die vom Verfasser gesammelten Handstücke stellen einen grauweissen, sehr unreinen, theils mittelkörnigen, theils mässig bis sehr grobkörnigen Kalk dar. Man erkennt mit blossem Auge einen schwarzgrünen Glimmer, das von Knop als Magnoferrit bestimmte Eisenerz und gelbe Serpentinkörner. U. d. M. zeigt der Kalk schöne Zwillingslamellen und eine gut ausgebildete verzahnte Structur. Magnoferrit in Gestalt durchlöcherter Oktaëder, skeletartiger Gebilde und allerhand winziger Wachsthumsformen ist reichlich vorhanden. Die beiden anderen makroskopisch sichtbaren Accessoria sind im Dünnschliff bei weitem nicht so häufig: der Glimmer, von dem gleich ausführlicher die Rede sein wird, erweist sich hier als farblos und optisch einaxig; Forsterit, der im Beginn der Serpentinisirung steht, findet sich nur in Form ziemlich spärlicher Körnchen. Dagegen spielen zwei makroskopisch nicht sichtbare Mineralien in den Schliffen eine bedeutende Rolle: Apatit und Koppit. Ersterer bildet verhältnissmässig grosse farblose Prismen, auch quergegliederte Nadeln, die von trüben Einschlüssen erfüllt und stellenweise rosettenartig angeordnet sind. Der Koppit ist von braungelber Farbe, sehr stark lichtbrechend und optisch vollkommen isotrop; er zeigt hexaëdrische Durchschnitte oder unregelmässige Körnerform und scharfe Spaltrisse.

Eine mit diesem Material vorgenommene mechanische Trennung in Thoulet'scher Lösung bestätigte im Allgemeinen die an den Dünnschliffen gemachten Beobachtungen. Unter den specifisch schwersten Bestandtheilen fand sich viel Eisenoxyd, welches auch im Schliff an einer Stelle zu erkennen war und vielleicht mit dem Magnoferrit verwachsen vorkommt. Interessant ist der makroskopisch schwarzgrüne Glimmer, welcher in Form isolirter Blättchen auch u. d. M. noch kräftig grün gefärbt erscheint und eine starke Absorption aufweist. Dieser Glimmer, der optisch nahezu vollkommen einaxig sich verhält, ist keinesfalls identisch mit dem von Knop analysirten, um 7% BaO enthaltenden; denn der letztere ist nach Knop äusserlich silberweiss und muscovitähnlich, zeigt aber u. d. M. einen Dichroismus, indem er in der Richtung der Hauptaxe

Digitized by Google

grün, in derjenigen der Nebenaxen rothbraun gefärbt ist. Unser Glimmer interessirt nun durch die beiden Arten der Umwandlung, die er darbietet; einmal oxydirt sich das Eisen, wodurch die grüne Färbung vollkommen verschwindet und eine braunrothe an ihre Stelle tritt; bei anderen Individuen dagegen findet eine völlige Ausbleichung und Entfärbung statt. In beiden Fällen übt die Umwandlung auf das optisch einaxige Verhalten keinen Einfluss aus.

Ausser den oben erwähnten Mineralien ist noch der Dysanalyt ein bekannter Übergemengtheil des körnigen Kalkes im Kaiserstuhl. Dies Mineral kommt in den vom Verfasser untersuchten Gesteinsproben nicht vor und liess sich auch nicht darin erwarten, da es nach Knop (72) ausschliesslich im Kalkbruch des sogen. Badlochs, zwischen Oberbergen und Vogtsburg, zu finden ist, während das untersuchte Material aus den Schelinger Kalkbrüchen stammt. — Ferner erwähnt Schill (121) aus seinen Handstücken körniger Kalke von Schelingen: Magneteisen (wohl Magnoferrit), Magnetkies, Blauspath; Graeff (54) führt noch an: Quarz und Rutil, hält aber das Vorkommen des letzteren, der nach ihm kein Contactmineral ist, für dubiös. Schliesslich ist nach Knop (72) Pseudobiotit zu nennen, d. i. ein zersetzter, eisenoxydulfreier, alkaliarmer und wasserreicher Biotit, der aber ebenfalls nicht im metamorphen Kalke von Schelingen, sondern in dem von Vogtsburg vorkommt.

Die Entstehung des körnigen Kalkes im Kaiserstuhl hat in früherer Zeit zu lebhaften Controversen Anlass gegeben. Fromherz (49, 50) war der Ansicht, dass Kalk im körnigen Zustande sich aus Wasser abscheiden könne, wenn dieses reich an Calciumbicarbonat wäre und die Verdunstung rasch erfolgte. Eine schnelle Verdunstung aber könne infolge der hohen Temperatur der Quellen im vulcanischen Gebirge leicht eintreten. Fromherz meinte nun, dass der Kalk des Kaiserstuhls ursprünglich in einem Kessel gestanden sei, in welchen von den umgebenden vulcanischen Bergen heisse, stark kalkhaltige Quellen hinabgeflossen seien und dort den Kalk abgesetzt hätten. Auch die Bildung der accessorischen Mineralien hielt Fromherz auf wässerigem Wege, eben während des Verdunstens der Quellen für möglich. Gegen die Ansicht der

Digitized by Google

Umkrystallisation durch Contactmetamorphose erhob er hauptsächlich den Einwand, dass diese Umwandlung nur unter grossem Drucke hätte vor sich gehen können, da im anderen Falle die Kohlensäure entweichen musste, und heutzutage liegt bekanntlich die Hauptmasse des Kalkes offen zu Tage. Diesem Einwand begegnet Graeff (54) mit dem Nachweis, dass früher eine Bedeckung des Kalkes durch Eruptivmassen vorhanden gewesen sein muss. Diese Voraussetzung erfordern schon allein die z. Th. ziemlich mächtigen Eruptivgänge, welche fast auf den höchsten Erhebungen der Kalkmasse, auf dem Scheibenbuck bei Schelingen, zu Tage treten. Ferner sind die Massen losen Auswurfsmaterials, die sich in der näheren Umgebung des Kalkes finden, nur erklärlich unter der Annahme, dass dort thätige vulcanische Schlote vorhanden waren. Da solche nun heutzutage nirgends mehr erkennbar sind, so muss eine ziemlich starke Denudation stattgefunden haben. Wäre somit die Möglichkeit einer Umwandlung durch Contactmetamorphose klargestellt, so wird sie dadurch sehr wahrscheinlich, dass ein Theil der accessorischen Mineralien des Kalkes typische Contactmineralien sind, nämlich Forsterit, Apatit, Magnetkies, Quarz. Es bliebe dann nur noch die Frage nach dem Gestein zu beantworten, welches die Umwandlung bewirkt hat. Da von Ergussgesteinen, wie Tephrit, Phonolith, Leucitophyr solche weitreichende Contactwirkungen sonst nicht bekannt sind, so wird man am besten mit Graeff (55) annehmen, dass unter dem Kaiserstuhl ein kleineres oder grösseres Tiefengesteinsmassiv vorhanden ist, welches die Metamorphose der centralen Kalkmasse des Gebirges verursacht hat, mag dies Tiefengestein nun die Zusammensetzung der foyaitisch-theralithischen Magmen haben, wie Graeff meint und worauf die im Phonolith des Kaiserstuhls vorkommenden, von Lacroix beschriebenen Einschlüsse von Nephelinsyenit hindeuten, oder mag es einem anderen Typus angehören.

Auerbach an der Bergstrasse.

Eines der berühmtesten Lager körnigen Kalkes, das von Auerbach an der Bergstrasse, bietet heutzutage nicht mehr die reiche Fülle von Aufschlüssen wie früher. In Be-

Digitized by Google

trieb ist nur noch die unmittelbar bei den Hoffmann'schen Kalköfen gelegene Hauptgrube auf der Rossbach, und zwar ist hier der Abbau ausschliesslich unterirdisch; die Gruben auf der Bangertshöhe sind seit Langem aufgelassen und verfallen, so dass man nur noch sehr spärliches Material dort findet, und das Gleiche gilt von den verschiedenen über Tage befindlichen Brüchen. Es ist dies namentlich in Bezug auf die Bangertshöhe sehr zu bedauern; denn nach den Berichten der älteren Autoren und nach den spärlichen Beobachtungen, welche sich zur Zeit noch machen lassen, handelt es sich dort um ein Vorkommen, welches von dem bekannten und in der Literatur vorwiegend behandelten auf der Rossbach in einigen wesentlichen Punkten abzuweichen scheint.

Eine genaue Nachprüfung der von v. Tchihatchef (134), L. Hoffmann (67) und C. Chelius (20) beschriebenen Lagerungsverhältnisse des Kalklagers auf der Rossbach, sowie namentlich eine Untersuchung der mannigfaltigen, als „Grenzbildungen" bezeichneten Contactgesteine und der verschiedenen Einlagerungen im Marmor, sowie endlich der sogen. Minettengänge, welche den Kalk durchsetzen, konnte in den Rahmen dieser Arbeit nicht aufgenommen werden. Die hier gegebene Beschreibung behandelt in erster Linie den Marmor selbst und die in ihm vorkommenden accessorischen Mineralien, wobei jene verschiedenartigen Gesteine nur insofern Erwähnung finden, als dies zum Verständniss der Lagerungsverhältnisse des Kalkes nothwendig ist.

Nach Chelius liegt der Marmor zunächst in einer Schale von gneissähnlichen Gesteinen, welche von grahitischem Material durchtrümmert, von Apliten quer und von pegmatitischen Linsen und Schnüren meist längst durchzogen sind (diesen Schiefercomplex hatte Tchihatchef als „Biotitgneiss" bezeichnet). Jenseits des Marmors und seiner Schale folgt Hornblendegranit, ein Gestein, welches im Wesentlichen aus Plagioklas, Quarz und Hornblende besteht, daneben auch Orthoklas und Biotit enthält und eine ziemlich ausgeprägte Parallelstructur zeigt. Besonders ausgezeichnet ist dasselbe durch die zahlreichen Einschlüsse von Diorit, in deren Nähe der Hornblendegehalt zunimmt. Dieser Granit reicht nun in nördlicher Richtung nur wenige Meter über den Marmor

Digitized by Google

hinaus, dann erfolgt ein rascher Übergang in den stark vergrossten „Granit von Hochstädten", welcher wie der „Melibocusgranit" zum „älteren Granit" gerechnet wird, im Wesentlichen aus Orthoklas, Quarz und Biotit zusammengesetzt, ziemlich grobkörnig, durch Auftreten grösserer Feldspatheinsprenglinge porphyrisch ist und deutliche Parallelstructur zeigt. Der Hochstädter Granit führt ebenfalls Schiefer-, Diabas- und Dioriteinschlüsse.

Zwischen dem Marmor und den ihn einhüllenden Schiefern herrscht vollkommene Concordanz; dieselbe ist auch im Allgemeinen mit der Parallelstructur der Granite vorhanden. Die vermeintliche, dem widersprechende Beobachtung Tchihatchef's (134) haben spätere Untersuchungen (67) nicht bestätigt.

Die Schieferhülle des Marmors ist nach L. Hoffmann (67) im Allgemeinen 1—1,5 m mächtig. Die Schiefer wechsellagern sowohl mit dem Marmor als mit dem Hornblendegranit. Sie werden von zahlreichen Pegmatit-Aplitgängen durchsetzt, aber keiner von diesen findet seine ungestörte Fortsetzung im Marmor. Vielmehr kommen darin nur isolirte „Einlagerungen" pegmatitischer und aplitischer Zusammensetzung vor, nach Chelius (20) Bruchstücke früherer Gänge, welche auch den Marmor durchzogen, an den Querverwerfungen aber zerstückelt wurden. Zwischen Schiefern und Marmor schieben sich nun sehr häufig eigentliche Contactbildungen ein, nämlich Granatfels mit oder ohne Epidot, oder Wollastonitfels, in welchem Granatfelsbrocken eingebettet liegen, oder der Wollastonit bildet nur ein ziemlich schmales Band zwischen Marmor und Granatgestein. Diese Contactbildungen führen gelegentlich auch noch andere Mineralien und mannigfaltige Zwischenlagen, von denen weiter unten noch die Rede sein wird. Häufig fehlen aber auch die Granat- und Wollastonitlagen gänzlich, und die gneissartigen Schiefer stossen direct an den Marmor, wobei nach Tchihatchef die Grenze stets eine sehr scharfe ist, während Granat- und Wollastonitfels naturgemäss durch Übergänge mit dem Marmor verbunden sind.

Der typische Marmor von der Rossbach ist ein graulich-weisses bis lichtgraues mittelkörniges und sehr reines Gestein, in welchem mit blossem Auge nur ganz vereinzelte Erzpartikelchen sichtbar sind. Neben diesem Normaltypus spielt

Digitized by Google

ein bedeutend dunkler gefärbter, feinkörnigerer, an den Bardiglio von Carrara erinnernder Marmor eine grosse Rolle; derselbe bildet mehr oder weniger mächtige Bänder und Bänke in dem zuerst genannten und zeigt makroskopisch so gut wie gar keine Accessoria. Ferner kommen ganz weisse Varietäten von verschiedenem Korn vor, sowie solche von rother und (sehr selten) blauer Färbung. Die von Tchihatchef (134) p. 9, Anm. 1 mitgetheilten Analysen bestätigen die Reinheit des normalen Auerbacher Marmors; der Gehalt an MgO und FeO ist in der That sehr gering. Was den mikroskopischen Befund anlangt, so ist zunächst zu betonen, dass eine verzahnte Structur durchaus nicht vorhanden ist. Der Kalkspath des typischen, graulichweissen Marmors zeigt die normale Zwillingslamellirung und durch den ganzen Schliff annähernd die gleiche, mittlere Korngrösse. Accessorische Mineralien sind nur in geringen Mengen vorhanden; unter ihnen spielt der Quarz die Hauptrolle; er tritt sowohl in Gestalt unregelmässiger Körnchen zwischen den einzelnen Kalkspathindividuen wie auch in Form gerundeter Kryställchen als Einschluss in denselben auf. Ferner kommen vor (durchweg nur spärlich): Lichter Glimmer, winzige Zirkonkryställchen, ein Erz (wahrscheinlich Schwefelkies) und ganz vereinzelt ein Koppit-ähnliches Mineral, d. h. ein röthlichbraunes, stark lichtbrechendes Körnchen mit scharfen Spaltrissen, welches sich zwischen gekreuzten Nicols isotrop verhält und mit keinem bislang von Auerbach bekannten Mineral zu identificiren ist.

Auch der mehr oder weniger dunkelgraue, Bardiglioähnliche Marmor zeigt keine verzahnte Structur, unterscheidet sich aber von dem normalen in sehr charakteristischer Weise dadurch, dass er keine gleichmässige Korngrösse besitzt, sondern dass vereinzelte grössere Kalkspathindividuen in einer ziemlich feinkörnigen Masse liegen. Zwillingslamellirung ist bei beiden, den grossen wie den kleinen Körnern, vorhanden. Das die dunkle Färbung hervorrufende Pigment ist auch im Dünnschliff gut zu erkennen und besteht aus feinsten Stäubchen, die kohliger Natur zu sein scheinen. Die accessorischen Mineralien sind in diesem Kalk ebenfalls sehr spärlich; man bemerkt u. d. M. Quarzkörnchen, Titanit, Schwefelkies und ein serpentinartiges Mineral. Tchihatchef giebt an,

Digitized by Google

dass in dem grauen Marmor der Rossbach unter den Übergemengtheilen die Plagioklase vorherrschen, eine Beobachtung, welche der Verfasser an dem ihm zu Gebote stehenden Material nicht gemacht hat.

In der Nähe der den Marmor durchsetzenden Minettegänge[1] zeigt derselbe ausser einem bloss oberflächlichen Verschwinden des Glanzes keine Veränderung. Solche Stücke sind oft von kaum millimeterbreiten Minetteäderchen ganz durchsetzt und weisen Rutschflächen auf. Auch mikroskopisch ist keine Metamorphose des Marmors durch die Minette wahrzunehmen, es sei denn, dass man das reichliche Vorkommen von Eisenglanz, der sich häufig den Grenzen der Kalkspathindividuen anschliesst, damit in Zusammenhang bringen möchte.

In den weniger reinen Partien des Kalkes (von den sogen. Eisknöpfen und den Contactbildungen sei zunächst noch abgesehen) begegnet man ausser den schon angeführten Mineralien: Quarz, lichtem Glimmer, Serpentin, Titanit, Zirkon, Schwefelkies noch folgenden: Diopsid (wohl am meisten verbreitet), Plagioklas, Wollastonit, Granat, Vesuvian in Form unregelmässiger, löcheriger Partien, Magnetkies, der z. Th. scharf begrenzte Krystalle bildet, und Eisenglanz, der an einigen Stellen in ringförmigen Aggregaten auftritt oder den Grenzen der Calcitindividuen entlang verläuft. Ausser diesen führt Tchihatchef noch als local vorkommend an: Epidot, Chalcedon und Opal. —

---

[1] Für Minetten im Auerbacher Marmor wurden früher auch Gesteine ganz anderer Art gehalten, welche ebenfalls in Gangform auftreten und lamprophyrischen Habitus besitzen. Es sind dies meistens alte Diabasgänge oder veränderte Schieferlagen. So kam auch im Lauf dieser Arbeit ein Stück zur Untersuchung, welches bei der makroskopischen Betrachtung das Bild eines lamprophyrischen Ganges bot, der auf beiden Seiten zunächst von einem grauweissen, sehr feinkörnigen Quarzfeldspathgemenge, weiterhin von Granatfels und Marmor umhüllt war. Man erkennt hier schon am Vorhandensein des Granatfelses, dass ein contactmetamorphisch umgewandeltes Gestein vorliegt. Bei der mikroskopischen Untersuchung stellte sich in der That der schwarze Gang als ein wesentlich aus Albit, Hornblende und Biotit bestehender Grünschiefer heraus und somit wahrscheinlich ein alter, umgewandelter Diabasgang, der von einem aus Orthoklas, Quarz und etwas Augit zusammengesetzten Aplit umhüllt worden ist.

Digitized by Google

Natürlich handelt es sich bei dieser Aufzählung nur um Mineralien, welche die Untersuchung der Dünnschliffe erschliesst. Wegen der vielen anderen, im Marmor selbst, auf dessen Klüften und in den Contactbildungen gelegentlich auftretenden Mineralien, von denen manche nur höchst selten gefunden werden, sei auf die Zusammenstellungen in den Arbeiten von Tchihatchef (134), L. Hoffmann (67) und Harres (61) verwiesen.

Die Mineralconcretionen im Kalk, welche von den Arbeitern als „Eisknöpfe" bezeichnet werden, treten sowohl in kugeliger wie in langgestreckter Form (als Bänke) auf. Nach Tchihatchef bestehen die Concretionen aus den gewöhnlichen Übergemengtheilen des Marmors, ausserdem finden sich aber darin folgende Mineralien, die im Kalk direct nicht vorkommen: Zoisit, Cordierit, Skapolith. Diesen kann Verfasser nach seinen Beobachtungen noch den Tremolit hinzufügen.

Besonders erwähnenswerth ist ein im Mineralogischen Museum der k. sächs. Bergakademie zu Freiberg befindliches Handstück, welches mir durch die Güte des Herrn Prof. Beck zur Verfügung gestellt wurde. Es ist interessant durch seine symmetrische Structur. Die innerste Zone desselben ist etwa 5 cm breit und besteht aus einem regellosen Gemenge von Granat, Malakolith und Wollastonit, zwischen denen zahlreiche kleine Marmorpünktchen liegen. Rechts und links von dieser Zone folgt ein nur ¼—1 cm breites, lediglich aus Granat und Malakolith zusammengesetztes Bändchen; dann wiederum rechts und links eine im Durchschnitt 2—2½ cm breite, aus Wollastonit und grünem Augit bestehende Schicht; an diese schliesst sich dann auf beiden Seiten des Handstücks der normale Marmor an.

Was die Contactbildungen betrifft, d. h. die Mineralaggregate und Felsarten, die sich an der Grenze von Schiefer und Marmor einstellen, so herrscht unter diesen grosse Mannigfaltigkeit, und sie lassen sich wohl kaum, wie Tchihatchef und Hoffmann versucht haben, unter bestimmte Rubriken bringen. So viel ist freilich sicher, dass, wenn Granat und Wollastonit in von einander gesonderten Zonen auftreten, der Wollastonit immer zwischen Granat und Marmor sich befindet. Bei den einfacheren Contactstücken treten weitere Zonen nicht

Digitized by Google

auf, und der Wollastonit fehlt bisweilen ganz, in vielen Fällen aber schieben sich noch mannigfache Zwischenlagen ein, so von Rhodonit, Epidotfels und aplitischen Bildungen. Als Beispiel seien einige vom Verfasser gesammelte Stücke beschrieben, wie sie sich der makroskopischen Betrachtung darbieten. Bei dem einen stösst der Granatfels direct an den Marmor und führt accessorischen Kalkspath, ein messinggelbes Erz und schwarzgrüne Partien (wohl Epidot). An den Granatfels schliesst sich eine graugrüne Zone, weiterhin ein gneissartiges Gestein, in welchem schwarze Hornblendekrystalle besonders hervortreten. Bei einem anderen Stück folgen auf den Marmor: 1. eine schmale Wollastonitzone; 2. eine Zone, die in dichtem Feldspath (?) rothbraune Granataggregate von meist eckigem Querschnitt enthält; 3. eine aplitische, schriftgranitische Zone; 4. ein gneissartiges, abwechselnd aus hellen und dunklen Lagen bestehendes Gestein. Einem anderen Typus gehört ein in der mineralogischen Sammlung der k. Bergakademie befindliches Handstück an; bei diesem stösst an den normalen Marmor eine aus Granat, Wollastonit und Augit in richtungslosem Gemenge zusammengesetzte Felsart; dann folgt eine granitische, aber sehr augitreiche Zone, an welche sich typischer Hornblendegranit schliesst. Diese Beispiele, welche aus jeder Sammlung von Auerbacher Contactstücken noch beliebig vermehrt werden könnten, mögen genügen, um auf die Mannigfaltigkeit der sich hier bietenden Erscheinungen hinzuweisen.

Auch auf der Bangertshöhe ist die Hauptmasse des Marmors weiss und von mittlerem Korn; daneben finden sich graue Varietäten, und in früherer Zeit sind auch grünlicher und blutrother, sehr grobkörniger Kalk vorgekommen (134). Manche Partien des Lagers sind von secundären Quarzinfiltrationen durchsetzt. Von Chelius (20) werden die starken Fältelungen des dortigen Marmors besonders hervorgehoben, doch sind gefaltete Blöcke auch auf den Halden der Rossbach zu finden. Was den Mineralbestand betrifft, so wurde in dem spärlichen, zur Untersuchung vorliegenden Material immerhin ein Mineral beobachtet, welches im Marmor der Rossbach nicht vorzukommen scheint und auch von Tchihatchef nicht erwähnt wird, nämlich Apatit, und zwar in nicht allzu

Digitized by Google

geringer Menge. Schmale, schwarzgrüne Streifen, welche den Marmor an manchen Stellen durchziehen, bestehen hauptsächlich aus Serpentin, der pseudomorph nach Forsterit auftritt; letzterer kommt auch als Einschluss im Kalkspath vor und ist dann noch frisch. Ausserdem wurden Granat, ein Pyroxen mit einer Auslöschungsschiefe von 45°, Titanit in Form runder Körnchen und Magnetkies beobachtet, also im Allgemeinen der typische Mineralbestand der Rossbach. Nach Tchihatchef enthält der graue Marmor der Bangerthöhe viel Chlorit in schuppigen Aggregaten, die aus Glimmer hervorgegangen sind, und viele Feldspäthe.

Bildungsweise des Marmors.

Die älteren Ansichten über die Entstehung des Marmors von Auerbach werden in der Arbeit von L. Hoffmann (67) discutirt. Während C. Fuchs den Kalk für einen Niederschlag aus wässeriger Lösung hielt, liess Tchihatchef die Frage nach dem Ursprung des Marmors offen und auch L. Hoffmann bezeichnete eine endgültige Lösung derselben als vorläufig noch nicht möglich und führt eine Reihe von Erklärungsversuchen an, von denen nach seiner Ansicht jede eine gewisse Berechtigung in sich trägt. Es sind dies die folgenden: 1. Sedimentärer Ursprung des Kalkes und Umwandlung durch Contactmetamorphose. 2. Bildung durch Spaltenausfüllung, Absatz des Kalkes aus wässeriger Lösung. 3. Zersetzung des Nebengesteins durch stark kohlensäure- und kalkhaltige Wässer, Ablagerung des Marmors an Stelle des Nebengesteins; die Einlagerungen im Kalk wären dann die Überreste des Nebengesteins, und die starke Verwitterung [d. h. morsche Beschaffenheit. Verf.] des Nebengesteins am Contact wäre erklärt. Unter diesen Ansichten neigt Hoffmann am meisten der zweiten zu und verweist zu deren Stütze auf gewisse dem Marmor eingelagerte „Breccien", in denen zackige Gneiss- und Aplitbrocken von gangförmig ausgeschiedenem Kalkspath umhüllt werden. Doch bemerkt der Autor ausdrücklich, dass auch diese „Auffassung über die Entstehung des Marmors eine nachträgliche Umbildung desselben verlangt, da die Abscheidung von Marmor aus wässeriger Lösung wohl bisher noch nicht beobachtet worden ist".

Digitized by Google

Was nun den heutigen Stand der Frage anlangt, so spricht sich Chelius (20) dahin aus, dass die Metamorphose des Kalkes allein durch die Contactwirkung des Granits zu Stande gekommen ist. Rings um den Marmor sind an vielen Stellen Fleckschiefer, Knotenschiefer und Kalksilicathornfelse gefunden worden, so dass es offenbar ist, dass der Kalk vor seiner theilweisen Umhüllung durch den Granit in einer regelmässigen Hülle von Schiefern und anderen Sedimenten lag (19). Die einzige, nicht ohne Weiteres mit einer Contactmetamorphose in Übereinstimmung zu bringende Erscheinung besteht in dem häufigen Auftreten von eckigen Einschlüssen der Nebengesteine im Marmor. Diese sind z. Th. granitischer oder pegmatitischer Natur und daher wahrscheinlich abgeschnürte oder durch Verwerfungen vom Hauptgang abgetrennte Theilstücke von Eruptivgängen, z. Th. sind es Schiefer verschiedener Art, umgewandelte Diabase und Dioritstücke. Die starken Fältelungen, welche der Marmor besonders auf der Bangertshöhe aufweist, machen es nun nach Chelius (20) wahrscheinlich, dass bei der Faltung diese Gesteinsbruchstücke in Marmor eingewickelt wurden. Wenn nun auch letzterer sich bei diesem Processe in einem recht plastischen Zustande befunden haben muss, so darf doch die dabei herrschende Hitze ein gewisses Maass nicht überschritten haben, da andernfalls die abgetrennten Schiefer- und Diabasstücke ihre eckigen Umrisse nicht hätten bewahren können, sondern wenigstens randliche Spuren der Hitzewirkung zeigen müssten.

Über die Entstehungsweise der accessorischen Mineralien im Marmor liegen ebenfalls die widersprechendsten Erklärungsversuche vor. C. Fuchs (51) glaubte sie, wie den Kalk selbst, aus wässeriger Lösung abgesetzt, und zwar hielt er die Mineralgemenge an der Grenze des Kalkes für zuletzt entstanden. Tchihatchef meinte, diese Bildungen auf dynamometamorphe Einflüsse zurückführen zu können. Seine Argumentation war die folgende: Während sich bis an die Grenzbildungen heran mechanische Veränderungen allenthalben [d. h. im Granit und in der Schieferhülle] nachweisen lassen, verschwinden dieselben in der Grenzzone, und zwar desto vollständiger, je mehr Neubildungen in den Gesteinsverband eintreten. „Dagegen kommen in den peripherischen Theilen des

Digitized by Google

Marmors die mechanischen Einwirkungen von Neuem zum Ausdruck und verschwinden dann wieder nach dem Centrum der Kalkmasse hin. Die Mineralbildungen der Grenzzone scheinen somit die mechanischen Structuren verwischt oder ersetzt zu haben. Da wohl an der Grenze von Kalk und Gneiss die höchste Steigerung der dynamischen Einwirkungen zu suchen sein wird, so dürften die Mineralbildungen der Grenzzone als der Ausdruck dieser stärksten mechanischen Wirkungen anzusehen sein." — Zur Widerlegung der Annahme einer Dynamometamorphose genügt, wie Chelius (20) bemerkt, allein die Thatsache, dass der so stark gefaltete Marmor der Bangertshöhe die gleichen accessorischen Mineralien führt wie der nicht gefaltete, und dass auch im Übrigen keinerlei Unterschied zwischen den beiden festgestellt werden kann. Heutzutage bezweifelt wohl Niemand mehr, dass die Mineralbildungen von Auerbach, sowohl die im eigentlichen Marmor vorkommenden als auch die sogen. Grenzbildungen das Product einer normalen Contactmetamorphose sind.

Gailbach bei Aschaffenburg.

Das Lager von körnigem Kalk, welches sich am nördlichen Gehänge des Gailbachthals bei Aschaffenburg, etwa halbwegs zwischen der Dimpelsmühle und der Ortschaft Gailbach befindet, wird zur Zeit wieder unterirdisch abgebaut, so dass frisches Material zur Untersuchung reichlich beschafft werden konnte.

In der Grube ist von der Lagerung des Kalkes nichts zu sehen und an der Oberfläche ist in der unmittelbaren Umgebung des Lagers der Gneiss wenig aufgeschlossen und stark verwittert; wir geben daher eine Beschreibung der übrigens sehr einfachen Lagerungsverhältnisse nach H. Bücking (15, 16).

Eine Stufe der „hercynischen Gneissformation" Gümbel's bildet der sogen. körnig-flaserige Gneiss, und eine Unterabtheilung des letzteren ist der „körnig-streifige" Gneiss, welchem die Kalkvorkommnisse des Spessarts eingelagert sind. Dieser körnig-streifige Gneiss besteht aus wechsellagernden Schichten verschiedener Art; so bestehen manche Streifen fast nur aus körnigem Orthoklas, andere nur aus röthlichem Quarz; ferner wechseln glimmerreiche mit glimmerarmen

Digitized by Google

Lagen, und dazwischen kommen noch Schichten von normalem „körnigem Biotitgneiss" vor, welcher seinerseits das Hangende des körnig-streifigen Gneisses im Ganzen bildet. In der Nähe der oberen Grenze des körnig-streifigen Gneisses stellt sich ziemlich regelmässig ein Zug feinkörniger Hornblendegneisse und Hornblendeschiefer ein, in deren Liegendem der körnige Kalk des Spessarts nach Bücking ein ziemlich constantes Niveau einnimmt, während nach H. Thürach (135) die Kalklinsen sich nicht auf einen so eng begrenzten Horizont beschränken, sondern sich auf eine 300—400 m breite, mittlere Region der Stufe des körnig-streifigen Gneisses vertheilen. Was im Besonderen den Kalk von Gailbach betrifft, so giebt H. Thürach in seiner Abhandlung (135) „Über die Gliederung des Urgebirges im Spessart" auf p. 90 und 91 einige Profile, aus denen hervorgeht, dass pegmatitische Gänge den körnig-streifigen Gneiss in unmittelbarer Nähe des Kalkes durchsetzen, dass ferner Gneiss und Kalk dort randlich wechsellagern und Kalkputzen im Gneiss selbst vorkommen.

Die ausführlichste Beschreibung der körnigen Kalke des Spessarts findet sich in der soeben citirten Abhandlung von H. Thürach (135). Ausserdem sind die Arbeiten von H. Bücking (15, 16) und G. Klemm (154) von Bedeutung; der letztere machte u. a. bereits auf die Kataklasstructur des Kalkes aufmerksam.

Der Marmor der zur Zeit in der Nähe von Gailbach abgebauten Grube ist von mittlerem bis grobem Korn und besitzt im Allgemeinen eine röthliche Grundfarbe. Der Kalk ist stets ziemlich verunreinigt, selbst die verhältnissmässig reinsten Partien lassen noch mit unbewaffnetem Auge nicht geringe Mengen von braunem Phlogopit, grünem Serpentin und einem schwarzen, in kleinen Punkten auftretenden Mineral erkennen, welches vermuthlich ebenfalls Serpentin ist. Die noch stärker verunreinigten Partien zeigen häufig einen lagenweisen Wechsel der Farbe und der Mineralbestandtheile. Die Grundfarbe des Kalkes bleibt röthlich; dazwischen aber finden sich z. B. grüne Serpentinstreifen, andere, mehr gelbliche Lagen und noch andere, in denen ein lichter, silberglänzender Glimmer besonders angereichert ist. Oder es wechseln mineralärmere Streifen mit mineralreicheren, in denen man makro-

Digitized by Google

skopisch viel silberglänzenden, bisweilen daneben auch dunkelbraunen Glimmer, ferner grünen und schwarzen Serpentin erkennt. Manchmal ist der Serpentin in kleinen Knollen angehäuft.

Was den mikroskopischen Befund betrifft, so ist eine verzahnte Structur des Kalkes unverkennbar, wenn sie auch nicht so gut entwickelt ist wie z. B. beim Marmor von Markirch. Kataklastische Erscheinungen sind bald mehr, bald weniger deutlich durch den ganzen Kalk verbreitet, und zwar sind sie am besten in denjenigen Partien des Kalkkörpers ausgebildet, welche die wenigsten accessorischen Mineralien führen; dort liegen grössere, unregelmässig geformte Kalkspathkörner mit gezähnelten Bändern in einer feinen, aus Kalkschutt bestehenden Masse, welche sie nach Art eines Mörtels miteinander verbindet, so dass das Gestein u. d. M. einen breccienartigen Eindruck macht. An anderen Stellen fehlt diese Mörtelstructur und es sind dann einzelne Partien des Schliffes vollkommen intact, während an anderen die Kalkspathkörner zerbrochen und zerrieben sind. Die Zwillingslamellen sind bei manchen Stücken in normaler Weise entwickelt und zeigen merkwürdigerweise sehr wenig Biegungen, ebenso oft aber sind sie überhaupt in sehr geringer Menge vorhanden, ohne dass man darum berechtigt wäre, solche Partien für Dolomit zu halten; denn sie lösen sich in kalter, verdünnter Salzsäure bis auf einen hauptsächlich aus Phlogopit und Serpentin bestehenden Rückstand vollständig auf, und auch nach den von Thürach (135) mitgetheilten Analysen ist der Kalk durchweg sehr rein und enthält nur geringe Mengen kohlensaurer Magnesia und anderer Carbonate.

Von accessorischen Mineralien wurden die folgenden beobachtet: Pseudomorphosen von Serpentin nach Forsterit in stellenweise sehr reichlichen Mengen, die Umwandlung ist meistens bereits vollendet. Für die von Thürach (135) behauptete Entstehung aus Chondrodit fanden sich keine Anhaltspunkte. Der Serpentin ist im gewöhnlichen Licht meistens nahezu farblos, seltener grün oder lichtgelb gefärbt; zwischen gekreuzten Nicols zeigt er die normale, sehr schwache Doppelbrechung. Fast ebenso reichlich kommt der Phlogopit vor, welcher im Allgemeinen ebenfalls farblos ist und nur bisweilen

Digitized by Google

einen kaum erkennbaren Pleochroismus aufweist. Seine Lamellen sind sehr häufig gebogen und an einer Stelle in ganz eigenthümlicher Weise halbkreisförmig gekrümmt, wobei die undulöse Auslöschung sehr schön hervortritt. Interessant ist ein schwach grün bis blaugrün gefärbtes, stark lichtbrechendes, optisch vollkommen isotropes Mineral, welches in kleinen Oktaëdern recht häufig auftritt und von THÜRACH offenbar für Spinell gehalten worden ist; die durchaus vollkommene Spaltbarkeit nach mehreren aufeinander senkrechten Richtungen weist jedoch auf Periklas hin. Spärlicher als die aufgeführten drei Mineralien wurden beobachtet: Quarz, Rutil in Form rothbrauner Körnchen, ferner baumförmige Aggregate sehr feiner, nadelförmiger Individuen, welche zum Tremolit gehören dürften, endlich Eisenglanz, der meist schon zu Rost geworden ist. Ausser diesen Übergemengtheilen führt THÜRACH (135) aus den körnigen Kalken des Spessarts im Allgemeinen noch an: zersetzten Feldspath, Flussspath, Granat, Zirkon, Titanit und fraglichen Enstatit, welche aber in dem hier untersuchten Marmor von Gailbach schwerlich vorkommen, da auch eine mit einer grösseren Portion vorgenommene Trennung in THOULET'scher Lösung keins dieser Mineralien erkennen liess. Hingegen waren, wenn auch spärlich, optisch einaxige, positive Blättchen von glimmerähnlichem Aussehen zu beobachten, welche, geglüht und mit Silbernitrat behandelt, sich mit einer dunkelbraunen Schicht bedeckten und auf Grund dieses Verhaltens für Brucit anzusehen sind. Auch Periklas konnte bei der mechanischen Trennung isolirt und seine Anwesenheit sichergestellt werden.

Über die Entstehungsweise der körnigen Kalke des Spessarts haben sich die früheren Autoren wenig ausgesprochen. Da in den Kalken drei typische Mineralien der Contactmetamorphose: Forsterit, Phlogopit und Periklas, die Hauptrolle spielen, da ferner H. THÜRACH in unmittelbarer Nähe des Kalkes Pegmatitgänge nachgewiesen hat, so wird man nicht fehl gehen, wenn man auch bei diesem Vorkommen die Ursache der Umwandlung in den Agentien der Contactmetamorphose sucht und zugleich den „körnig-streifigen Gneiss", in welchem die Kalklager eingebettet sind, als einen Complex metamorphosirter und injicirter Schiefer auffasst.

Digitized by Google

Welches Eruptivgestein die Umwandlung bewirkt hat, ob es der in der Nähe anstehende sogen. „Dioritgneiss" war, in welchem die zahlreichen von G. Klemm beschriebenen Lamprophyre sich finden, müsste freilich den Gegenstand einer besonderen, nicht gerade leichten Untersuchung bilden.

Fichtelgebirge.

Der körnige, sogen. Urkalk des Fichtelgebirges ist in zahlreichen, zum grössten Theil noch heute in Betrieb stehenden Steinbrüchen aufgeschlossen. Man unterscheidet bei diesem durchweg im Phyllit eingebetteten Kalk zwei Züge, von denen der nördliche beim Weiler Eulenlohe unweit Tröstau beginnt und über Wunsiedel, Göpfersgrün und Thiersheim zur böhmischen Grenze streicht, um jenseits unter diluvialen und tertiären Massen zu verschwinden. Der südliche Zug beginnt bei Dechantsee und Pullenreuth (östlich von Station Neusorg der Eisenbahnlinie Nürnberg—Eger) und streicht im Allgemeinen nordöstlich bis Markt-Redwitz, um dann bei Arzberg wieder aufzutauchen (Alb. Schmidt 122). Zum Zweck der hier vorliegenden Untersuchungen wurden vom nördlichen Kalkzug die Gruben der Firma Retsch & Cie. bei Wunsiedel, der grosse Bruch bei Sinatengrün und diejenigen bei Stemmas unweit Thiersheim, vom südlichen Zug lediglich ein Vorkommen in der Nähe von Markt-Redwitz besucht; ausserdem wurde den in der Literatur bereits mehrfach erwähnten kalkigen Gesteinen von Mehlmeisel bei Fichtelberg und vom Pötzelschacht einige Aufmerksamkeit zugewendet.

Die beiden Kalkzüge liegen, wie schon bemerkt, in ihrer ganzen Erstreckung im Phyllit; doch tritt der Granit an manchen Punkten ziemlich nahe heran. Pegmatitische Gänge durchsetzen den Kalk namentlich bei Stemmas, wo sie in dem von Gümbel (59) beschriebenen und abgebildeten Steinbruch noch heutzutage zu sehen sind. — Bekannt ist auch die Häufigkeit der Einlagerungen von Dolomit und Eisenspath in den Kalken; nach A. Schmidt (122) wird der Kalk im Allgemeinen gegen den Rand hin dolomitisch, nach Gümbel (59) dagegen wechseln vielerorts dolomitische Schichten mit solchen reinen Kalkes. In der That lässt sich selbst an

Digitized by Google

manchen Handstücken beobachten, dass sie an verschiedenen Stellen verschieden stark mit verdünnter Salzsäure brausen, dass also magnesiareichere und magnesiaärmere Partien in ganz unregelmässiger Weise einander durchdringen. Dabei können solche Gesteine äusserlich ganz homogen, und zwar einem echten feinkörnigen Dolomit sehr ähnlich erscheinen. In manchen Aufschlüssen, z. B. in den Retsch'schen Brüchen bei Wunsiedel, wird der Kalk von Gängen eines schwarzen Hornblendegesteins durchsetzt; Gümbel unterschied hier solche, die der Schichtung des Kalkes parallel laufen, von solchen, die in mannigfachen Windungen die Schichten quer durchsetzen, und gab in seiner „Geognostischen Beschreibung des Fichtelgebirges" auf p. 340 Abbildungen von beiden Typen. Solche amphibolit- und grünschieferartige Gänge sind auch in manchen alpinen Vorkommnissen sehr verbreitet. Eine weitere gemeinsame Eigenschaft der fichtelgebirgischen Urkalke ist ihr Graphitreichthum. Gümbel (59) unterschied dreierlei Formen, in denen der Graphit vorkommt: 1. Als Blättchen, 2. als runde, tropfenähnliche Ausscheidungen, und 3. als eckige, zwischen den Kalktheilchen eingeklemmte Körnchen. In den beiden letzten Fällen dünkt sich Gümbel den Graphit durch Umwandlung aus einer flüssigen, bituminösen Substanz entstanden. Albert Schmidt (122) denkt ebenfalls an organischen Ursprung des Graphits und fasst die Vorkommnisse folgendermaassen zusammen: 1. Der Graphit ist in feiner Vertheilung als schwarzes Pigment im Kalk vorhanden, 2. er tritt in sehr dünnen Zwischenlagen auf, 3. er bildet kantige Stücke, Körner und schrotkornförmige, glänzende Gebilde, stets in wenig ausgedehnten, fahlbandartigen Zonen.

Wir gehen nun zur petrographischen Beschreibung der Kalke über und behandeln dabei gemeinsam die Lager von Wunsiedel, Sinatengrün und Markt-Redwitz, welche untereinander keine wesentliche Unterschiede darbieten, während die Vorkommnisse von Stemmas ihrer etwas abweichenden Erscheinungen wegen besser für sich besprochen werden. Anhangsweise sollen dann noch die Verhältnisse gewisser kalkiger Contactgesteine von Mehlmeisel und vom Pötzelschacht kurz erwähnt werden.

Digitized by Google

a) Reine und dolomitische Kalke von Wunsiedel, Sinatengrün und Markt-Redwitz.

Diese Kalke sind im Allgemeinen von weisser bis graulichweisser, selten eigentlich grauer oder gar dunkelgrauer Farbe und meist von mittlerem bis grobem Korn, doch sind auch mehr oder weniger feinkörnige Varietäten sehr verbreitet, namentlich sind die stark dolomitischen Lagen immer feinkörnig. Die reinsten Vorkommnisse zeigen dem unbewaffneten Auge gar keine accessorischen Mineralien, doch sind in Wirklichkeit deren nicht wenig vorhanden. So liess ein scheinbar vollkommen reiner, schön weisser Marmor von Sinatengrün u. d. M. folgende Übergemengtheile erkennen: Ziemlich reichlichen Quarz in Form gerundeter Kryställchen; lichten Glimmer, farblosen Chlorit, etwas Zirkon und Titanit, und endlich ziemlich grosse Krystalle einer völlig farblosen strahlsteinartigen Hornblende, welche eine maximale Auslöschungsschiefe von 21°, negativen Charakter der Doppelbrechung und einen grossen Axenwinkel besitzt. Eine eigentliche verzahnte Structur ist bei diesem Kalk im Allgemeinen nicht vorhanden, doch sind die Ränder der Calcitindividuen meistens gezähnelt. — Ein anderer, makroskopisch vollkommen reiner, ziemlich feinkörniger Kalk von Markt-Redwitz zeigte u. d. M. ebenfalls Quarzkörnchen und lichten Glimmer, ausserdem spärliche Körner von Titanit und spärliches Eisenerz. Von einer verzahnten Structur war nichts zu bemerken, doch trat eine andere eigenthümliche Erscheinung hervor: der bei weitem grösste Theil der Kalkspathkörner war in einer bestimmten Richtung verlängert, ohne dass sich irgendwie Spuren einer mechanischen Beeinflussung des Gesteins zeigten.

Die weniger reinen Varietäten des Marmors sind an vielen Stellen durch ausgeschiedenes Eisenhydroxyd hellbraun gefärbt und führen oft reichlichen, eingesprengten Schwefelkies und Magnetkies. Viele Partien erscheinen durch lageweise vertheilten Graphit schwarz gestreift, wobei zu bemerken ist, dass der Kalk in den graphitreichen Lagen in der Regel bedeutend feinkörniger ist als ausserhalb derselben. Auch u. d. M. lässt sich dieser schichtweise Wechsel der Korngrösse schön verfolgen; ausser durch ihren Gehalt an

Digitized by Google

Graphit, welcher in Form feinsten Staubes auftritt, unterscheiden sich die feinkörnigen Streifen von den anderen dadurch, dass sie nicht im Mindesten untereinander verzahnt sind, während bei denen von gröberem Korn eine verzahnte Structur recht deutlich hervortritt. Die Zwillingslamellen sind bei beiden etwa gleich stark entwickelt, und da solche Stücke, mit kalter Salzsäure behandelt, keinen carbonatischen Rückstand hinterlassen, wird man auch den beiden Lagen eine annähernd gleiche chemische, keinesfalls sehr dolomitische Zusammensetzung zusprechen.

Andere Marmorblöcke fallen durch abwechselnde braune und grüne Streifung ins Auge. Erstere wird durch einen lichtbraun rothen Glimmer hervorgerufen, welcher sich u. d. M. als ein schwach pleochroitischer Phlogopit erweist. Derselbe ist meist vollkommen optisch einaxig, nur bisweilen zeigt sich ein kleiner Axenwinkel. In manchen Vorkommnissen enthalten die Blättchen winzige Eisenglanztäfelchen in grosser Menge. Die grünen Streifen werden von einem talkähnlichen Mineral gebildet. Das Mikroskop lehrt, dass in den glimmerreichen Lagen auch viel Quarz vorhanden ist, der aber auch in Form kleiner Doppelpyramiden als Einschluss im Kalkspath vorkommt. Ausserdem ist in der Regel viel Schwefelkies in Krystallen und etwas Titanit zu beobachten, während Serpentin in Pseudomorphosen nach Forsterit nur in einem Theil der Vorkommnisse auftritt. — Was die dolomitischen Partien der Kalklager betrifft, so ist eine der bekanntesten, der Dolomit vom Citronenhaus bei Sinatengrün, ein fast weisses, einen Stich ins Gelbe zeigendes, feinkörniges Gestein von sandiger Beschaffenheit und wird eben der letzten Eigenschaft wegen von den umwohnenden Bauern „Sandstein“ genannt und zum Bestreuen der frisch gescheuerten Fussböden verwendet. Das Gestein ist nach der von A. Schmidt (122) mitgetheilten Analyse (55,82 $CaCO_3$, 36,67 $MgCO_3$, 2,01 Al_2O_3, 2,31 Fe_2O_3, 2,20 % in Salzsäure unlöslicher Rückstand) kein reiner Dolomit und braust darum auch mit verdünnten Säuren, aber nur mässig. Accessorische Mineralien sind mit unbewaffnetem Auge nicht zu erkennen, doch wird das Gestein von bläulichweissen Adern späthigen Calcits in reichlicher Menge durch-

Digitized by Google

zogen. U. d. M. ist von einer verzahnten Structur keine Spur; dagegen ist sehr bemerkenswerth, dass die Zwillingslamellirung bei der weitaus überwiegenden Mehrzahl der Körner gut entwickelt ist. Von Übergemengtheilen sind vereinzelt Titanit und Eisenerz zu beobachten, ferner bildet der Tremolit hier und da Nester, d. h. wirrstrahlige und faserige Aggregate, im Gestein. Überhaupt ist der Tremolit ein Mineral, welches in der Form weissen, seidenglänzenden Asbestes in den mehr dolomitischen Kalken dieser Gegend häufig makroskopisch zu sehen ist.

Einen von den beschriebenen Varietäten abweichenden Habitus, und zwar schon durch die ziemlich selten vorkommende schwarzgraue Färbung, zeigt ein Kalk, welcher direct an der Phyllitgrenze bei Sinatengrün ansteht. Derselbe ist im Allgemeinen feinkörnig, braust kräftig mit kalter verdünnter Salzsäure und lässt für das blosse Auge nur hier und da einige Partikelchen von Schwefelkies erkennen. U. d. M. dagegen beobachtet man, dass accessorische Mineralien in reichlicher Menge und ziemlich grosser Mannigfaltigkeit vorhanden sind, und zwar darunter solche, die in den beschriebenen normalen Kalken der Gegend nicht anzutreffen sind, nämlich Feldspath, Augit und Klinozoisit. Letzterer scheint allerdings auf eine dem Kalk eingeschaltete Schieferlage beschränkt zu sein, welche im Wesentlichen aus Quarz, Tremolit und Klinozoisit, dazu etwas Feldspath besteht. Die unmittelbar an diesen Schiefer stossende Kalkzone ist sehr stark zerdrückt, und auch in den übrigen Partien ist die mechanische Beeinflussung bedeutend: grössere Kalkspathfetzen mit gebogenen Zwillingslamellen liegen in einer feinkörnigen Grundmasse und der Quarz zeigt undulöse Auslöschung, sowie zertrümmerte Randzonen. Über die accessorischen Mineralien ist zu bemerken, dass der Feldspath keine Zwillingslamellirung aufweist, aber zweifellos kein Orthoklas ist, eine nähere Bestimmung war jedoch nicht möglich. Titanit ist stellenweise reichlich anzutreffen; von Erzen kommen Schwefelkies und Magnetkies vor, ausserdem erfüllt ein schwarzes Pigment, über dessen Beschaffenheit nichts Näheres ermittelt werden kann, den ganzen Kalk.

Digitized by Google

b) Dolomite und Kalke von Stemmas.

Der typische Dolomit von Stemmas ist ein sehr lichtbräunliches, feinkörniges Gestein, welches mit kalten verdünnten Säuren nicht im Mindesten braust. Von dem dolomitischen Kalk vom Citronenhaus unterscheidet er sich u. d. M. in sehr charakteristischer Weise dadurch, dass Zwillingslamellen nur bei einer geringen Minderzahl der Körner auftreten und auch dann nur wenige, in der Regel zwei bis drei auf ein Individuum kommen. Eine Verzahnung der Dolomitkörner untereinander ist im Allgemeinen nicht zu beobachten. Während accessorische Mineralien dem blossen Auge nicht wahrnehmbar sind, erkennt man u. d. M. ein wenig Quarz, vereinzelten Rutil und einen Chlorit mit verhältnissmässig kräftiger Doppelbrechung, also wohl Klinochlor. — Neben lichtbräunlichen Dolomiten kommen auch weisse bei Stemmas vor, welche bisweilen etwas grobkörniger sind und allmählich übergehen in Carbonatgesteine, die mit kalten verdünnten Säuren schwach brausen und von Graphitstreifen durchsetzt werden, oder häufiger grüne Bänder und Flecken von Serpentin erkennen lassen. Die mikroskopische Untersuchung derartiger Gesteine gewährt folgende Resultate: Die Zwillingslamellen des carbonatischen Minerals sind auch hier nicht häufiger und nicht besser entwickelt als bei dem reinen, oben beschriebenen Dolomit. Von Übergemengtheilen nehmen Pseudomorphosen von Serpentin nach Forsterit den ersten Rang ein; die Umwandlung ist meistens vollendet und die Producte derselben zeigen ihr gewöhnliches Aussehen. Ferner kommen vor: der schon oben erwähnte Klinochlor, spärlicher Quarz, Tremolit, ein farbloser Pyroxen, Granat in Form winziger Krystalle, Titanit und endlich ein zirkonähnliches Mineral in prismatischen Kryställchen, welche schwach, aber deutlich pleochroitisch sind und daher als Xenotim angesprochen werden dürfen. Ausserdem ist bisweilen graphitische Substanz in Gestalt winziger Schuppen reichlich vorhanden, und zwar ist sie dann auf einzelnen Streifen, welche den Dolomit durchziehen, angeordnet.

Man findet bei Stemmas auch einzelne Partien im Gestein, welche stark mit kalter verdünnter Salzsäure brausen und demnach wenig dolomitisch zu sein scheinen. Solche Blöcke

Digitized by Google

sind oft in beträchtlichem Maasse von accessorischen Mineralien, namentlich Serpentin, verunreinigt. Mit derartigem Material wurde eine mechanische Trennung in THOULET'scher Lösung vorgenommen, wobei die folgenden Mineralien zur Beobachtung gelangten: Zinkblende, Xenotim, Granat, Titanit, ein nicht näher bestimmbarer Pyroxen, lichter, optisch einaxiger Glimmer und viel Serpentin, bis auf die Zinkblende also die nämlichen Übergemengtheile, welche auch in den mehr oder weniger rein dolomitischen Partien des Lagers vorkommen.

Vergleicht man die accessorischen Mineralien von Stemmas mit denen von Wunsiedel und Sinatengrün, so fällt bei den ersteren vor Allem die Vorherrschaft des Serpentins auf, welcher, wie schon oben bemerkt, in der überwiegenden Mehrzahl der aus Wunsiedeler und Sinatengrüner Material hergestellten Dünnschliffe überhaupt nicht nachweisbar ist. Auch der kräftig doppelbrechende Chlorit (Klinochlor) ist eine Eigenthümlichkeit der Dolomite von Stemmas. Andererseits fehlen diesen die Eisenerze (Schwefelkies und Magnetkies), welche bei Wunsiedel eine so grosse Rolle spielen, oft vollständig; an ihrer Stelle kann Zinkblende auftreten. Auch das spärliche Vorhandensein des Quarzes bei Stemmas ist ein bemerkenswerther Unterschied.

In allen beschriebenen Kalken und Dolomiten des Fichtelgebirges sind gelegentlich noch mancherlei andere Mineralien gefunden worden, über welche auf die Zusammenstellungen in den Arbeiten von ALBERT SCHMIDT (122) verwiesen sei.

c) Kalkige Silicatgesteine von Mehlmeisel und dem Pötzelschacht.

Bei der Kirche des Dorfes Mehlmeisel unterhalb Fichtelberg steht ein sehr feinkörniger, nahezu dichter grüner Kalk an, welcher Schichtung zeigt, indem durchweg sehr dünne lichtgrüne, dunkelgrüne und schmutzigweisse Lagen miteinander abwechseln. Eingesprengt sind ziemlich grosse, rothbraune, rundliche Granaten, welche sich u. d. M. optisch anomal verhalten und die Dodekaëderstructur an manchen Stellen deutlich erkennen lassen. Der Kalkspath bildet Lagen verschiedener Korngrösse und zeigt Spuren mechanischer Beeinflussung; er wird durchsetzt von Adern höchst feinfaseriger

Digitized by Google

Aggregate eines kräftig doppelbrechenden Minerals; ausserdem trifft man viel Epidot und einen nicht zwillingslamellirten Feldspath, doch ist die mikroskopische Untersuchung wegen der geringen Korngrösse mancher Gemengtheile und der trüben Beschaffenheit mancher Stellen des Schliffes ziemlich erschwert. Besseren Aufschluss gewährte eine mit THOULET'scher Lösung ausgeführte mechanische Trennung; hierbei ergab sich, dass die oben erwähnten feinfaserigen Aggregate von Tremolit gebildet werden; ferner liessen sich Diopsid, lichter optisch einaxiger Glimmer und Plagioklas, sowie graphitische Substanz nachweisen. Hiernach dürfte das Gestein als ein feinkörniger Kalk mit dünnen Lagen von Tremolit und eingesprengtem Granat, Diopsid, Plagioklas und Epidot charakterisirt werden. Dasselbe wurde früher für ein Übergangsglied zwischen körnigem Kalk und dem sogen. Erlan gehalten, welcher ebenfalls in der Nähe von Mehlmeisel ansteht und seinerseits ein „durch intensive Aufnahme von Kieselsäure veränderter dritter Kalkzug" sein sollte (A. SCHMIDT 122). Dieser Erlan enthält aber nur vereinzelte Lagen weissen körnigen Kalkes, welche keinen integrirenden Bestandtheil desselben bilden und besteht im Wesentlichen aus einem feinkörnigen Gemenge von Quarz und Feldspath mit viel Granat und Zoisit, sowie einzelnen diopsidreichen Zwischenlagen, dürfte also ein saussüritisirtes Eruptivgestein sein.

Auch die im weiteren Verlauf des sogen. Erlanzuges, welcher in Wirklichkeit aus sehr heterogenen Gesteinen bestehen dürfte, am Pötzelschacht in der Nähe des Silberhauses anstehenden Gesteine sind nur zum geringsten Theil kalkig. Manche sind Amphibolite, denen grünliche Zoisitlagen und röthliche Quarzlinsen eingeschaltet sind. Andere haben ganz den Habitus von Glimmerschiefern, und diesen sind hier und da wenig mächtige Lagen von körnigem Kalk eingefügt. Die mikroskopische Untersuchung eines solchen, der dem blossen Auge fast rein erschien, ergab die reichliche Anwesenheit accessorischer Mineralien, von denen Skapolith in erster Linie zu nennen ist. Derselbe tritt in Form ganz durchlöcherter Krystalle mit gerader Auslöschung und negativer Hauptzone auf; die Lücken sind theils von Kalk, theils von einer sehr feinkörnigen, vermuthlich aus

Digitized by Google

Quarz und Feldspath bestehenden Masse ausgefüllt. Dass es hier wirklich sich um Skapolith handelt, wurde durch mikroskopischen Nachweis des Chlorgehaltes bewiesen, indem die betreffende Schliffstelle zuerst mit einer Mischung von Flusssäure und Silbernitrat benetzt, dann gewaschen und mit einem Entwickler in Berührung gebracht wurde. Alsbald zeigte sich eine sehr deutliche Braunfärbung des bei der Reaction entstandenen Chlorsilbers. Ausser Skapolith wurden in diesem Schliff noch ziemlich viel Diopsid und feinkörnige, oft lagenweise angeordnete Aggregate von Quarz und Plagioklas beobachtet. Ein Gestein, welches der Beschreibung Sandberger's (115) entsprochen, d. h. aus Wollastonit und Granat mit etwas Quarz, Apatit und Hornblendebüscheln bestanden hätte, konnte vom Verfasser am Pötzelschacht nicht aufgefunden werden.

Von Ansichten über die Bildungsweise der fichtelgebirgischen körnigen Kalke sei zunächst diejenige von B. Cotta (35) angeführt, welcher der Überzeugung war, dass das nördliche, an den Glimmerschiefer (d. h. Phyllit) angrenzende Granitmassiv neuerer Entstehung sei als jener mit seinen Einlagerungen, und dass es vielleicht bei der Metamorphose des Kalkes betheiligt war: Cotta nahm an, dass in der Gegend ursprünglich Schieferthon mit Einlagerungen von Kalkstein und Sphärosiderit vorhanden war; bei der Metamorphose wurde aus dem Schieferthon Glimmerschiefer, aus dem Kalkstein Marmor, aus dem Sphärosiderit Eisenspath, welch letzterer später eine weitere Umwandlung in Brauneisenstein erfuhr. Friedrich Schmidt (124) war der Ansicht, dass der Kalk zu gleicher Zeit mit der Urschieferformation entstanden sei und sodann unter der schützenden Schieferdecke im Innern der Erde durch höhere Temperatur in den körnigen Zustand gebracht worden sei und später gemeinschaftlich mit den Schiefern gehoben wurde. Über die Ursache, welche diese höhere Temperatur bewirkt haben soll, sprach er sich nicht näher aus. Auch Gümbel (59) äussert sich nirgends, wie er speciell über die Metamorphose der fichtelgebirgischen Kalke denkt; wahrscheinlich wollte er seine bereits in der Einleitung erwähnte Theorie (Umwandlung auf wässerigem Wege bei erhöhter Temperatur, welche durch Gebirgsdruck hervorgerufen

Digitized by Google

wurde) auch auf die hier in Rede stehenden Vorkommnisse angewandt wissen.

In den Kalken und Dolomiten des Fichtelgebirges findet sich eine Reihe der hervorragendsten Contactmineralien, wie Forsterit, Phlogopit, Strahlstein, Diopsid, Zoisit, Skapolith, Magnetkies, nach A. Schmidt (122) auch Chondrodit und Wollastonit, von denen der letztere allerdings nur einmal gefunden sein soll. Zusammen mit diesen zweifellos durch Einwirkung contactmetamorphischer Agentien gebildeten Mineralien kommen nun in vielen Proben der in Rede stehenden Kalke und Dolomite gerundete Quarzkryställchen vor, deren reichliche Anwesenheit es wahrscheinlich macht, dass hier im Besonderen diejenige Art der Umwandlung vorliegt, welche Weinschenk (142) als Piezocontactmetamorphose, d. h. eine von gebirgsfaltenden Processen begleitete Contactmetamorphose bezeichnet hat. Zur Stütze dieser Ansicht sei auf die Ähnlichkeit hingewiesen, welche die fichtelgebirgischen Vorkommnisse mit manchen alpinen Marmorlagern zeigen, deren Bildungsweise auf dem Wege der Piezocontactmetamorphose nicht zu bezweifeln ist (Weinschenk 143). Diese Ähnlichkeiten betreffen einmal den Mineralbestand, der auch bei gewissen alpinen Typen vorwiegend aus verschiedenen Glimmermineralien, Chlorit, strahlsteinartiger Hornblende und gerundeten Quarzkrystallen sich zusammensetzt, während Klinozoisit, Epidot, lichter Augit, Feldspäthe, Rutil, Apatit, Schwefelkies, Magnetkies als stellenweise reichlichere Begleiter auftreten. Die Übergemengtheile sind also in beiden Fällen nahezu die gleichen; nur der in gewissen fichtelgebirgischen Vorkommnissen so hervortretende Serpentin kommt in den in Rede stehenden alpinen Marmoren (vom Ratschingesthal und Vintschgau) im Allgemeinen recht selten vor. Weiterhin ist in den Lagerungsverhältnissen eine mehrfache Übereinstimmung vorhanden, nämlich die Einlagerung der fichtelgebirgischen Kalkzüge in phyllitischen, vom vulcanischen Magma injicirten Schiefern, sowie das nicht seltene Vorkommen von Pegmatiten, welche Schiefer und Kalke durchsetzen, beides Erscheinungen, die z. B. bei den Marmorlagern des Vintschgaues in ganz

Digitized by Google

analoger Weise wiederkehren. Und wie diese letzteren sich gelegentlich (bei Tarsch) an einen pegmatitartigen Granit anlegen, so tritt auch im Fichtelgebirge der Granit an manchen Stellen, z. B. bei Thiersheim, Stemmas und Hohenberg, recht nahe an den Kalk heran. Man dürfte sonach mit der Annahme nicht fehlgehen, dass die Umkrystallisation der fichtelgebirgischen Carbonatgesteine unter ähnlichen Bedingungen stattgefunden hat, wie sie bei der Metamorphose der Marmorlager des Vintschgaues und des Ratschingesthales geherrscht haben, und dass die Ursache dieser Bedingungen der Hauptsache nach in den die Umkrystallisation begleitenden gebirgsbildenden Processen zu suchen ist. Nur unter dieser Annahme wird auch die Erscheinung erklärlich, dass so langgestreckte Kalkzüge, wie sie im Fichtelgebirge und in den Alpen sich finden, ziemlich gleichmässig umgewandelt worden sind, denn in den Schiefern, welche durch die Gebirgsfaltung in ihrem ganzen Gefüge gelockert, vielfach zerstückelt, durchbrochen und aufgewölbt wurden, vermochten die vulcanischen Agentien auf grosse Erstreckung hin ihre Wirksamkeit auszuüben und die den Schiefern eingelagerten Kalke in ihrer ganzen Ausdehnung zu metamorphosiren.

Miltitz bei Meissen.

In nächster Nähe des Bahnhofs Miltitz der Eisenbahnlinie Meissen—Nossen sind den dortigen contactmetamorphen silurischen Schiefern zwei Vorkommnisse von körnigem Kalk eingelagert, von denen das nördliche seit längerer Zeit aufgelassen ist, während die riesigen unterirdischen Abbauten des südlichen noch in vollem Betriebe stehen. Der Kalk gehört in den Contacthof des Syenites von Meissen, eines Gesteins, das mit dem Syenit vom Plauen'schen Grunde im Allgemeinen vollständig übereinstimmt, d. h. wesentlich aus Orthoklas und Hornblende nebst accessorischem Titanit besteht und daneben in wechselnden Mengen Plagioklas, Quarz, Biotit, local auch Augit führt. Der Kalk liegt in Schiefern, unter denen nach A. Sauer (116) grau- bis schwärzlichgrüne Hornblendeschiefer entschieden vorwalten. Dieselben sind nach diesem Autor im Wesentlichen aus grüner Hornblende und einem frischen, feldspathartigen Mineral zusammengesetzt; dazu treten

Digitized by Google

accessorischer Magnetit und spärlicher Quarz. Der Angabe, dass die Hornblende sich durch Verwitterung regelmässig in Biotit umwandelt, dürfte berechtigter Zweifel entgegengesetzt werden. Neben diesen Amphiboliten finden sich nach A. Sauer Anthophyllitschiefer, tiefschwarze, hornfelsartige Quarzitschiefer, tiefschwarze Biotitschiefer mit eingesprengten schwarzen Granaten, sowie andere schwarze, wenig mächtige Bänke, die aus Aktinolith, Anthophyllit, Cordierit, Quarz, Feldspäthen und massenhaftem Magneteisen zusammengesetzt sein sollen. Alle diese Schiefer wechsellagern in ungezählter Wiederholung mit dem Kalk, wobei dieser bald ganz dünne Schmitzen bildet, bald zu grösseren und kleineren linsenförmigen Massen sich aufbläht. An den Grenzen von Schiefern und Kalk stellen sich local die bekannten Contactmineralien: Granat, Epidot, Vesuvian, lichtgrüner Pyroxen, dunkelgrüne Hornblende, Zoisit, Titanit, bisweilen in grossen Mengen, ein.

Seit Langem bekannt sind die Granitgänge, welche den Schiefermantel des Kalkes an mehreren Stellen durchsetzen. So sieht man gerade über dem Stolleneingang zwei fast wagerecht laufende Granitgänge, welche an dieser Stelle den Eindruck concordanter Einlagerungen im Hornblendeschiefer machen, in einiger Entfernung aber ihr Streichen ändern und quer zur Schieferung fortsetzen. Der Granit ist nach A. Sauer im Innern stark zerpresst und zerquetscht, ausserdem von zahlreichen Querklüften durchzogen, auf welchen sich ausser Quarz reichlich Turmalinaggregate angesiedelt haben, die von den Hauptklüften aus zuweilen noch seitlich in die Granitmasse eindringen.

Die Mächtigkeit des Kalklagers ist im Allgemeinen nicht bedeutend; sie schwankt nach A. Sauer zwischen 1 und 12 m, was daher rührt, dass die hangenden und liegenden Grenzflächen nicht eben, sondern flach wellig gestaltet sind, sich zuweilen gleichzeitig einander nähern und dann die Mächtigkeit des Lagers bis auf ein Geringes zusammendrücken. Der Kalk zeigt alle Korngrössen, doch herrscht ein mittleres Korn entschieden vor. Die Farbe ist bald weiss, bald grau; viele Partien sind auch schwarz gestreift; gelbliche und grünliche Töne sind viel seltener. Die besten Varietäten des Kalkes sind dabei sehr rein; eine solche ergab nach der von A. Sauer

Digitized by Google

mitgetheilten Analyse einen Gehalt von 98,4 % $CaCO_3$. Dolomitische Partien scheinen gar nicht vorzukommen. U. d. M. ist von verzahnter Structur im Allgemeinen nichts zu sehen; die Zwillingslamellen sind an manchen Stellen gebogen, und Spuren einer freilich nicht bedeutenden mechanischen Beeinflussung sind öfters zu erkennen.

Von accessorischen Mineralien ist auch in den reineren Partien des Kalklagers Schwefelkies oft reichlich in makroskopisch sichtbaren Krystallen vorhanden. Im Übrigen wurden u. d. M. beobachtet: Quarz, nicht allzu reichlich, und Feldspath, viel seltener; lichter Glimmer, Biotit von einer mittleren, braunen Färbung und grüne Hornblende, diese beiden als kleine Fetzen in manchen Varietäten des Kalkes ziemlich gleichmässig durch's Gestein vertheilt; Chlorit, in Form kleiner, zwillingslamellirter Einschlüsse im Kalkspath; Titanit, immer vorhanden, an vielen Stellen aber sehr reichlich, meist in Gestalt unregelmässiger Körnchen, seltener in den bekannten spitzrhombischen Querschnitten; er lässt schwachen Pleochroismus erkennen. Ferner kommen vor: Zirkon und Apatit, beide spärlich und nur in winziger Ausbildung; glimmerige Aggregate, Pseudomorphosen nach einer nicht mehr bestimmbaren Substanz; endlich Graphit in Form kleiner Schuppen und Stäubchen.

Um auch den Contact zwischen Schiefer und Kalk näher zu studiren, wurde von einer Stelle, welche eine dünnschichtige Wechsellagerung beider Gesteine zeigt, ein Dünnschliff angefertigt. Bei der mikroskopischen Untersuchung ergab sich, dass mit den Kalkspathbändern sowohl reine Quarzadern als auch ziemlich bunt zusammengesetzte Schieferlagen abwechseln. Letztere enthalten eine mit Schwefelkies imprägnirte Grundmasse, welche zu feinkörnig ist, um eine sichere Bestimmung ihrer Gemengtheile zu erlauben, allem Anschein nach aber ein inniges Gemenge von lichtem Glimmer und Quarz darstellt. In dieser Grundmasse bilden ein nicht sehr tief gefärbter Biotit und eine blaugrüne Hornblende theils zusammenhängende Streifen, theils ein zierliches Netzwerk, dessen Zwischenräume entweder von der beschriebenen Grundmasse oder von Kalkspath ausgefüllt werden, theils auch vereinzelte grössere Individuen und isolirte kleine Fetzen. Be-

Digitized by Google

merkt sei noch ausdrücklich, dass von einer Umwandlung der Hornblende in Biotit, welche A. Sauer in diesen Schiefern beobachtet haben will, mikroskopisch nicht das Geringste wahrnehmbar ist. Accessorisch finden sich in den Schieferlagen noch viel Titanit, etwas Apatit, und ein schwach doppelbrechendes Mineral der Epidotgruppe mit starker Dispersion der optischen Axen.

Von aplitischen Gängen wird der Kalk von Miltitz in ziemlicher Menge durchsetzt, dieselben sind von fleischrother Farbe, zeigen, aber gegen den Marmor hin grüne Salbänder, welche der mikroskopischen Untersuchung nach reich an Serpentin sind. Der Kalk enthält in der Nähe solcher Gänge keine besonderen Übergemengtheile; man findet nur, wie gewöhnlich, winzige Quarzkörner, etwas Titanit und hier und da ganz vereinzelt kleine Biotitfetzen. Dagegen ist sehr bemerkenswerth, dass sich an solchen Stellen Anfänge einer verzahnten Structur zeigen, während der übrige Marmor eine solche nicht erkennen lässt. An der Grenze gegen den Aplit finden sich viele schwach grünlich gefärbte Serpentin-Pseudomorphosen, welche gegen den Kalk hin Umrandungen von farblosem Epidot aufweisen. Im Innern des Aplites kommen dieselben viel spärlicher vor, dagegen treten andere glimmerige Pseudomorphosen einer grünlichen, schuppigen Substanz, deren Charakter nicht mehr bestimmbar ist, in Menge auf. Im Übrigen ist der Aplit aus Quarz, sowie zwillingslamellirtem und nicht zwillingslamellirtem Feldspath zusammengesetzt; der Quarz ist kataklastisch, zeigt undulöse Auslöschung und gezackte Bänder und ist an vielen Stellen auch bereits zu einem feinen Sand zerrieben. Von Übergemengtheilen sind ausser den schon erwähnten Pseudomorphosen reichlicher Apatit in Prismen und runden Durchschnitten, Zirkon, Titanit in Form unregelmässiger Körnchen und ab und zu kräftig absorbirender Turmalin von blauer Farbe zu beobachten.

Im körnigen Kalk von Miltitz wurden sonach bei dieser Untersuchung die folgenden Mineralien, geordnet nach der Häufigkeit ihres Auftretens, gefunden: Schwefelkies, Biotit, grüne Hornblende, Titanit, Graphit, Quarz, lichter Glimmer, Chlorit, Feldspath, Apatit, Zirkon. Über-

Digitized by Google

blickt man diese Reihe, so fällt die Abwesenheit fast aller für körnige Kalke typischen Contactmineralien sofort ins Auge. Obwohl es sich bei dem Miltitzer Vorkommen den ganzen Lagerungsverhältnissen nach nur um eine Umwandlung des Kalkes durch contactmetamorphische Agentien handeln kann, scheinen doch die in der älteren Literatur erwähnten Funde von Granat, Epidot, Vesuvian, Diopsid, Zoisit auf vereinzelte Stellen der Grenzen des Kalklagers beschränkt gewesen zu sein und waren in dem vom Verfasser gesammelten Material selbst in der Nähe der Schiefergrenze und der den Kalk durchsetzenden granitischen Gänge nicht nachweisbar. Während bei dem Vorkommen von Auerbach a. d. Bergstr. zwischen Marmor und eingelagerten Schieferstücken sowie zwischen Marmor und aplitischen oder pegmatitischen Gängen sich fast immer Zonen von Wollastonit, Granat oder Epidot einschieben, sind bei dem zur Zeit von Miltitz erhältlichen Material ähnliche Erscheinungen nicht zu beobachten, mit der einzigen Ausnahme der an der Grenze des Aplits gegen den Kalk hin auftretenden Serpentin-Pseudomorphosen, welche theilweise von Epidot umrandet sind.

Zur Frage der Bildungsweise des Marmors von Miltitz äusserte sich B. Cotta (29) dahin, dass folgende Gründe gegen eine Entstehung durch Metamorphose aus dichtem Kalkstein sprächen: 1. Das Vorkommen scharfkantiger Schieferbruchstücke im Marmor. 2. Die geringe Mächtigkeit des Kalklagers bei grosser Ausdehnung desselben, ein Umstand, der bei einer Metamorphose, welche sich Cotta anscheinend nicht ohne begleitende Dislocationsvorgänge vorstellen konnte, das Zerbrechen des Kalklagers hätte zur Folge haben müssen. Cotta hielt daher den Kalk für eruptiv; er glaubte, dass derselbe in feurig-flüssigem Zustande zwischen die Lagen des Hornblendeschiefers eingedrungen sei. Auch C. Fr. Naumann (99) wollte wenigstens für das untere, südliche (hier beschriebene) Kalklager eine eruptive Entstehung annehmen, weil dasselbe trotz seiner weiteren Entfernung vom Syenit sich durch gröberes Korn und rein weisse Farbe von dem sehr feinkörnigen, blaugrauen Kalk des oberen, dem Syenit näheren Lagers unterscheidet. Als weiteren Grund für die eruptive Bildung des Marmors führt Naumann eine angebliche contact-

Digitized by Google

metamorphe Veränderung des Schiefers durch den Kalk an, welche in seinem Gehalt an Magneteisen bestehen soll. Heutzutage bedürfen diese Anschauungen wohl kaum noch einer Widerlegung. Wenn auch im Allgemeinen die Korngrösse der metamorphosirten Kalksteine mit der Entfernung vom umwandelnden Eruptivgestein abnimmt, so lässt sich doch bei sehr vielen Marmorvorkommnissen ein lagenweiser oder auch ganz unregelmässiger Wechsel der Korngrösse, der Färbung und der Reinheit beobachten, welcher zu der in den meisten Fällen überhaupt gar nicht mit Sicherheit festzustellenden Entfernung des Eruptivgesteins in keiner Beziehung steht. Speciell ist dieses bei dem in Frage stehenden oberen Kalklager der Fall, welches nach A. Sauer (116) durch einen sehr vielfachen Schichtenwechsel von reinerem und durch Silicate stark verunreinigtem krystallinen Kalk sowie von Hornblendeschiefer ausgezeichnet ist. Im Übrigen lässt die Einlagerung der beiden Kalkvorkommnisse und der sie umhüllenden Hornblendeschiefer in unzweifelhaft contactmetamorphen Andalusitglimmerfelsen sowie das reichliche Auftreten granitischer und aplitischer Gänge innerhalb der Lager keinen Zweifel übrig, dass auch die krystalline Structur des Marmors von Miltitz der contactmetamorphen Beeinflussung durch den nahen Syenit zu verdanken ist.

Berggiesshübel (Sachsen).

Die körnigen Kalke und die mit ihnen eng verknüpften Augitgranatgesteine, Granatfelse und Erzvorkommnisse von Berggiesshübel in Sachsen sind heutzutage, nachdem der dortige Bergbau zum gänzlichen Erliegen gekommen ist, nirgends mehr aufgeschlossen und können nur nach dem spärlichen, auf den Halden noch vorhandenen Material beurtheilt werden. Dieses reicht übrigens vollkommen aus, um von dem Charakter des dortigen Marmors eine Vorstellung zu vermitteln. Die körnigen Kalke und die sie begleitenden granatreichen Gesteine und Erze von Berggiesshübel liegen im silurischen Contacthof des Markersbacher Granitits, und zwar sind sie hier nach R. Beck (7, 8) besonders innerhalb der metamorphosirten (amphibolisirten) Diabastuffe concentrirt. Der soeben erwähnte Granitit ist nach Beck durchschnittlich sehr glimmerarm, aber reich an Plagioklas,

Digitized by Google

welcher im Allgemeinen vor dem Orthoklas vorherrscht. Die metamorphosirten Diabastuffe sind z. Th. Strahlsteinschiefer, z. Th. gewöhnliche Hornblendeschiefer, daneben sollen auch Anthophyllitschiefer vorkommen. Ein anderes Umwandlungsproduct der silurischen Schalsteine stellen die sogen. Aphanit- oder Bandschiefer dar, Gesteine, die aus abwechselnden lichtgraugrünen, fast nur aus Augit bestehenden Lagen und schwarzen, von Augit, Plagioklas, Hornblende und massenhaftem Magneteisen gebildeten Bändern zusammengesetzt sind. An anderen Punkten, z. B. am Zwiesel, waren die Kalklager nicht solchen umgewandelten Diabasen, sondern normalen Knotenthonschiefern eingeschaltet. Innerhalb dieser mannigfaltigen Contactgesteine bilden nun die körnigen Kalke, die Granatgesteine und das Magneteisenerz in der Regel gemischte Lager, doch kommen auch selbständige, nur aus körnigem Kalk oder nur aus Granatfelsarten zusammengesetzte Bildungen vor. Auf die Verbandsverhältnisse der gemischten Lager kann hier nicht näher eingegangen werden; dieselben haben in den Arbeiten von R. Beck (7, 8) und Hermann Müller (97) ausführliche Berücksichtigung gefunden. Ebenso soll hier von einer petrographischen Beschreibung der verschiedenen Kalksilicathornfelse abgesehen, vielmehr nur eine kurze Beschreibung des krystallinen Kalkes selbst gegeben werden.

Der Berggiesshübler Marmor ist im Allgemeinen feinkörnig, seltener mittelkörnig und gewöhnlich grau gefärbt. Viele Varietäten zeigen einen Wechsel lichtgrauer und dunkelgrauer Lagen, manche sind ausserdem von weissen Kalkspathadern durchschwärmt, welche Beck (7) wegen ihrer innigen Verflössung mit dem Hauptgestein für gleichzeitig mit diesem gebildet ansieht. Auch Putzen und Äderchen röthlichen Kalkes kommen vor. Rein weisse Varietäten sind selten und scheinen in grösseren Blöcken niemals gefunden worden zu sein; das einzige vom Verfasser gesammelte Handstück eines schönen weissen Marmors rührt unmittelbar vom Contact mit Hornblendeschiefer her. U. d. M. weisen die Kalke im Allgemeinen keine verzahnte Structur auf; bei manchen sind die Zwillingslamellen schön und reichlich entwickelt, bei anderen zeigt ein wesentlicher Bruchtheil der Körner gar keine Lamellirung. Auch die Korngrösse ist vielfach nicht einheitlich, sondern

Digitized by Google

wechselt lagenweise, ebenso wie das schwarze Pigment, welches sich besonders auf die feinkörnigsten Partien concentrirt. Interessant sind gewisse, vielleicht aus Dolomit gebildete Adern, welche den Kalk durchsetzen, und denen jegliche Spur einer Zwillingslamellirung abgeht; dieselben sind auf beiden Seiten von einer bräunlichen, in sehr eigenartiger Weise zickzackförmig verlaufenden Naht von der übrigen Kalkmasse abgegrenzt und stellen, da sie die pigmentreichen Bänder durchbrechen, jedenfalls eine spätere Bildung vor. Die Adern selbst enthalten ebenfalls Pigment, und zwar annähernd in der Menge wie die lichtgrauen Partien der Kalke; sie sind daher keinesfalls identisch mit den oben erwähnten reinweissen, makroskopisch sichtbaren Kalkspathadern, gegen welche sie auch an Breite beträchtlich zurückstehen, sondern eher mit sehr feinen, dem blossen Auge röthlich erscheinenden Äderchen, welche ebenfalls gewisse Varietäten der Kalke in reichlicher Menge durchschwärmen. — Was den Bestand an accessorischen Mineralien betrifft, so enthalten diejenigen Stücke, die makroskopisch ganz frei davon erscheinen, oft reichliche mikroskopische Schwefelkieskryställchen, die sich an manchen Stellen lagenweise anreichern. Ferner ist Quarz in geringer Menge überall vorhanden; er bildet theils isolirte, zwischen den Kalkspathindividuen eingeklemmte Körnchen, theils zusammenhängende sehr feine Adern. Während die ersteren zweifellos während der Umkrystallisation des Kalkes gebildet worden sind, dürften die Äderchen einer späteren Infiltration ihre Entstehung verdanken. Tremolit, der sich zu Aggregaten von baumförmiger Gestalt zusammenhäuft, ist ebenfalls sehr verbreitet. Lichtgrüner Augit dagegen, welchen R. Beck (7) als in den Kalken von Berggiesshübel gewöhnlich vorhandenen Übergemengtheil anführt, war in dem vom Verfasser gesammelten Material nicht nachweisbar. Auch Magnetkies und andere Erze, wie Bleiglanz und Zinkblende, treten nur local auf.

In chemischer Hinsicht sind die körnigen Kalke von Berggiesshübel ziemlich rein und nur schwach dolomitisch; R. Beck (8) führt eine Analyse an, welche 96,02% $CaCO_3$ und 2,38% $MgCO_3$ ergab.

Der Contact des Marmors mit den Hornblendeschiefern

Digitized by Google

ist infolge des Auftretens vielfach verzweigter Flussspathgänge, welche sowohl die Schiefer wie den Kalk durchsetzen als auch besondere Contactzonen zwischen beiden Gesteinen im Wesentlichen zusammensetzen, an vielen Stellen ziemlich complicirt, und ein Eingehen auf die hier zu beobachtenden, sehr wechselnden Erscheinungen, ist im Rahmen dieser Arbeit nicht möglich. Erwähnt sei nur, dass die Hornblendeschiefer am Contact sehr reich an winzigen Titanitkörnchen sind, welche zu einem grossen Theil aus Titaneisen hervorgegangen sind, und dass die Grenze des Kalkes häufig von tafeligen Calcitkryställchen, dem sogen. Papierspath, dessen Individuen ziemlich weit in den Schiefer hineinragen, eingefasst wird. Der Kalk selbst wird von Trümmern aplitischen Charakters durchschwärmt und ist, wie die mannigfach gewundenen Zwillingslamellen, die ausgefransten und zerpressten Randzonen der einzelnen Individuen zeigen, in intensiver Weise mechanisch beeinflusst worden.

Fürstenberg bei Schwarzenberg.

Das Kalklager vom „Fürstenberg“ bei Schwarzenberg in Sachsen gehört zu den an Erzlager gebundenen Vorkommnissen von körnigem Kalk, von denen eine ganze Reihe im Gebiet der Section Schwarzenberg bekannt sind und als concordante Einlagerungen im Glimmerschiefer, von gleichzeitiger Entstehung wie dieser, angesehen werden. Nach F. Schalch (119) bestehen zwischen den erzführenden und den erzarmen Kalksteinen der Gegend keine durchgreifenden petrographischen Unterschiede, daher sie auch in genetischer Hinsicht nicht getrennt werden können. Das Lager von „Himmlisch Heer“ am Fürstenberg, von welchem hier im Besonderen die Rede sein soll, gehört zu den erzarmen Vorkommnissen; nach Schalch war es hauptsächlich Zinkblende, die sporadisch eingesprengt vorkam, während Schwefelkies, Magnetkies und Kupferkies nur sehr vereinzelt gefunden wurden. Dass im Liegenden des Kalkes auch eine Schicht von silberhaltigem Bleiglanz angetroffen wurde, sei nur beiläufig erwähnt. Mit dem Kalk wechsellagern am Fürstenberg nach Schalch zweierlei Felsarten: 1. ein heller, wellig-flaseriger, etwas biotitführender Glimmerschiefer und 2. ein körnig-flaseriges Gemenge von

Digitized by Google

Feldspath, Quarz, wenig Kalkspath und vereinzelten hellen Glimmerschüppchen. Das letztere Gestein wird von Schalch als ein Zwischenglied zwischen körnigem Kalk und dem bekannten „rothen“ Gneiss (Muscovitgneiss) der sächsischen Geologen aufgefasst.

Das Lager von „Himmlisch Heer“ wird zur Zeit nicht mehr abgebaut, doch ist auf den ausgedehnten Halden reichliches Material zu finden. Die Hauptmasse des Kalkes ist sehr feinkörnig und rein weiss, doch sind fast immer hier und da winzige Schwefelkieskryställchen eingesprengt. Der Kalk braust mit kalter verdünnter Salzsäure ziemlich kräftig und dürfte demnach nur schwach dolomitisch sein. U. d. M. zeigt er wenig Zwillingslamellen, aber eine ziemlich gut ausgebildete Verzahnung der Körner untereinander. Vereinzelte grössere Individuen mit oder ohne Zwillingslamellen liegen in der feinkörnigen Grundmasse. Die accessorischen Mineralien sind sehr spärlich; man bemerkt etwas lichten Glimmer und winzige Kryställchen und Körnchen, von denen ein Theil dem Titanit angehört, während von anderen nicht festzustellen ist, ob sie für Granat oder Spinell gehalten werden müssen. — Neben dem rein weissen Marmor kommt ein sehr lichtbräunlicher, ebenfalls feinkörniger dolomitischer Kalk vor, der meistens vereinzelte Streifen und Flecken eines schwarzen Minerals aufweist. Bei diesem Gestein ist die verzahnte Structur noch viel besser entwickelt als bei dem weissen Kalk, ferner tritt der Unterschied zwischen grösseren, schön zwillingslamellirten Einsprenglingen und einer sehr feinkörnigen Grundmasse ohne Lamellirung hier in auffallender Weise hervor. Auch die Einsprenglinge weisen gezähnte Ränder auf und sind in der Art mit der Grundmasse fest verbunden, dass der Regel nach in jede Zahnlücke des grossen Korns ein einzelnes Körnchen der Grundmasse eingefügt ist. Von Übergemengtheilen treffen wir hier lichten Glimmer und Biotit, ersteren viel häufiger als letzteren, ferner optisch einaxigen, im Dünnschliff farblosen Chlorit und vereinzelt winzige Körnchen von Titanit.

Mit dem Kalk stehen Hornblendegesteine in engem Verbande; beide Felsarten wechseln an der Grenze in dünnen Lagen miteinander und es finden sich auch vereinzelte Putzen

Digitized by Google

von Amphibolit im Kalk. Wie die mikroskopische Untersuchung zeigt, hat eine gegenseitige Pressung der beiden Gesteine stattgefunden derart, dass sie stellenweise geradezu ineinandergequetscht worden sind. Die Hornblendeschiefer bestehen aus einer lichten Hornblende, welche einen Pleochroismus von bläulichgrünen zu grasgrünen Tönen zeigt, und Biotitfasern, welche grosse Individuen von wenig zwillingslamellirtem Albit umschliessen. Accessorisch führen sie, wie die Schiefer von Miltitz, sehr reichlichen Titanit, ferner Apatit und Schwefelkies. Der Kalk zeigt u. d. M. in einiger Entfernung vom Schiefer normales Aussehen, ist mässig gut verzahnt und führt etwas lichten Glimmer; in der Nähe der Grenze enthält er dagegen zahlreiche Bruchstücke des Hornblendeschiefers und Fetzen einzelner Hornblende- und Albitkrystalle. An der Grenze selbst beobachtet man, wie der Kalk nach Art eines eruptiven Magmas zwischen die einzelnen Lagen des Hornblendeschiefers eindringt, sie aufblättert und auseinanderpresst; dabei zeigt sich die Erscheinung, dass die einzelnen Kalkspathkörner durchweg nach einer Richtung gestreckt sind, und zwar meistens in der Längsrichtung der Kalklagen, welche eben zugleich die Strömungsrichtung der im hohen Grade plastischen Kalkmasse war.

Der Mineralbestand des körnigen Kalkes vom Fürstenberg ist nach den obigen Untersuchungen keineswegs reichhaltig; ausser Schwefelkies, lichtem Glimmer, Biotit, Chlorit, Titanit und fraglichen Granatmikrolithen wurden in dem vom Verfasser gesammelten Material keine weiteren Übergemengtheile gefunden und auch die genannten treten im Allgemeinen nur spärlich auf. Dies Resultat stimmt mit den Angaben von F. Schalch (119) überein, der den grösseren Theil des Kalklagers von „Himmlisch Heer" als „ausgezeichnet rein" und „von accessorischen Gemengtheilen völlig frei" bezeichnet, nur werden wir auf Grund der mikroskopischen Untersuchung statt „völlig frei", „nahezu frei" sagen müssen. Indessen führt Schalch eine Reihe weiterer Mineralien an, welche nach ihm den Kalk in geringfügigen Mengen begleitet haben und nur local vorgekommen zu sein scheinen. Dahin gehören zunächst die schon oben erwähnten Erze (Zinkblende, Magnetkies, Kupferkies), ferner Prasem, grüner Salit

Digitized by Google

in radialstrahligen, derben Partien, röthlichweisser Tremolit und ein einziges Mal wurde auch Vesuvian in Form kleiner im Kalk eingewachsener Körner beobachtet. Wir finden unter diesen Mineralien mehrere, welche als typische Bildungen contactmetamorphischer Processe angesehen werden müssen: Magnetkies, Salit, Vesuvian, Titanit. Nun gehören die Lager von körnigem Kalk in der Gegend von Schwarzenberg zu denjenigen Vorkommnissen, bei denen man noch heutzutage schwankt, ob sie der Contact- oder Regionalmetamorphose ihre Umwandlung verdanken. Der anstehende Granit ist freilich vom Fürstenberg ziemlich weit entfernt, die Luftlinie beträgt 3—4 km Abstand und es liegt das breite Thal des Schwarzwassers dazwischen. Wohl aber spricht ein anderer, bislang noch nicht erwähnter Umstand zu Gunsten der Auffassung, dass der Granit in der Tiefe viel näher an den Fürstenberg heranreicht, das ist nämlich das Vorkommen zahlreicher Bruchstücke von rothen aplitischen Ganggesteinen auf den Halden von „Himmlisch Heer". Die Art und Weise ihres Verbandes mit dem Kalk lässt sich heutzutage nicht mehr erforschen, aber als Zeugen einer lebhaften vulcanischen Thätigkeit, welche mit einem nicht allzuweit entfernten granitischen Herde in Zusammenhang gestanden haben muss, sind sie für uns von bedeutungsvoller Wichtigkeit.

Raschau bei Schwarzenberg.

Das Kalklager von Raschau, welches heute noch eifrig abgebaut wird, gilt, wie die übrigen Kalklager der Gegend, für eine concordante Einlagerung im Glimmerschiefer, welcher hier besonders quarzreich ist. Das Kalkvorkommen liegt übrigens nicht inmitten des Glimmerschiefers, sondern hart an der Grenze gegen den sogen. Quarzbrockenfels hin, einer eisen- und manganerzführenden Formation, welche an dieser Stelle den Glimmerschiefer durchbricht. Das Liegende des Lagers war, wie F. Schalch (119) angiebt, nahe dem südlichen Ende des Bruches durch Stollenbetrieb aufgeschlossen: ein stark lettig zersetzter, weicher, ganz in eine talkartige Substanz umgewandelter Schiefer, der z. Th. noch deutlich die wellig-flaserige Structur des ursprünglichen Muscovitschiefers zeigte. Auch innerhalb des Kalklagers beobachtet man an

Digitized by Google

manchen Stellen Zwischenlagen und Scheingänge, die aus einer lettigen Substanz bestehen und ebenfalls durch weitgehende Zersetzung aus Glimmerschiefern hervorgegangen zu sein scheinen. Merkwürdig ist ein ziemlich grosser Einschluss eines quarzitischen Gesteins, welcher an der Südwand des Steinbruches sichtbar ist. Derselbe dürfte ein Bruchstück des in der Nähe anstehenden Quarzbrockenfelses sein.

In petrographischer Beziehung bietet der körnige Kalk von Raschau wenig Interessantes. Er ist durchweg sehr feinkörnig, fast weiss oder grau, aber nie gestreift und zeigt eine auffallende parallelepipedische Absonderung, wie sie in ähnlicher Vollkommenheit unter allen in dieser Arbeit besprochenen Marmoren nur bei gewissen Vorkommnissen von Carrara wiedergefunden wird. Parallel einer der Absonderungsflächen liegen zahllose, winzige, dem blossen Auge noch sichtbare, bräunliche Glimmertäfelchen; bei den beiden anderen zeigt sich diese Erscheinung nicht, obwohl ein Unterschied in der Vollkommenheit der Absonderung kaum wahrnehmbar ist. Der Kalk ist stark dolomitisch; er braust mit verdünnten kalten Säuren nicht im Mindesten und enthält nach den von F. Schalch (119) mitgetheilten Analysen rund 54 % $CaCO_3$ und 42 % $MgCO_3$, daneben etwa $1\frac{1}{3}$ % $FeCO_3$. U. d. M. zeigen sich für ein so ausgesprochen dolomitisches Gestein auffallend viele Zwillingslamellen, ein Umstand, der vielleicht auf die starken Pressungen zurückzuführen ist, welche das Gestein offenbar erfahren hat; denn an manchen Stellen scheinen die Dolomitkörner gänzlich zertrümmert und zu einem feinen, u. d. M. wenig durchsichtigen Grus zermahlen worden zu sein. An den weniger beeinflussten Partien ist die verzahnte Structur hervorragend gut entwickelt. Der Bestand an accessorischen Mineralien ist, abgesehen von den in parallelen Ebenen angeordneten Glimmertäfelchen, überaus gering. Der Glimmer ist u. d. M. fast farblos und zeigt für die zur Spaltbarkeit parallelen Strahlen einen nur ganz schwach bräunlichen Ton; er ist nahezu optisch einaxig. Ausserhalb der dünnen, von ihm erfüllten Schichten kommt er recht spärlich vor. Noch viel seltener findet sich ein schwach licht- und doppelbrechendes Mineral, welches vermuthlich in die Chlorit- und Serpentingruppe gehört, aber

Digitized by Google

infolge seines spärlichen Auftretens und seiner schlechten Ausbildung eine nähere Bestimmung nicht zulässt. Weitere Übergemengtheile sind heutzutage nicht zu beobachten; nach F. Schalch (119) sollen in früherer Zeit auch Tremolit und Steinmark vorgekommen sein.

Aus der obigen Beschreibung ersieht man, dass auf Grund der heute vorhandenen Aufschlüsse und des vorliegenden Materials die Frage nach der Bildungsweise des körnigen Dolomits von Raschau nicht zu beantworten ist. Abgesehen von dem phlogopitähnlichen Glimmer fehlen die typischen Contactmineralien, und ebensowenig sind pegmatitische oder granitische Gänge aus der Umgebung des Lagers bekannt. Trotzdem wird man, wenn für die meisten Kalkvorkommnisse der Umgegend eine Umwandlung durch Agentien der Contactmetamorphose wahrscheinlich gemacht werden kann, auch für das Vorkommen von Raschau eine solche annehmen. Was aber die Armuth an Übergemengtheilen und die geringe Korngrösse des Gesteins von Raschau betrifft, so sind dies zwei Eigenschaften, welche bei umkrystallisirten Dolomiten im Gegensatz zu den Kalken häufig angetroffen werden und z. B. bei den sogleich zu besprechenden Dolomiten von Crottendorf, sowie bei den später beschriebenen Vorkommnissen des Vintschgaues in gleicher Weise zu beobachten sind.

Zachenstein bei Crottendorf (Sachsen).

Das Kalklager vom Zachenstein bei Crottendorf, welches, wie das benachbarte von Oberscheibe, fiscalisch ist, aber im Gegensatz zu diesem zur Zeit nicht abgebaut wird, ist einem hellen, granatführenden Glimmerschiefer eingelagert. Nach der Beschreibung A. Sauer's (116) wird der Kalk an der Grenze durch parallele Einlagerung von Muscovitschüppchen geschichtet, so dass ein Kalkglimmerschiefer als Übergangsgestein entsteht. Während nun im Liegenden des Lagers hierauf unmittelbar der Glimmerschiefer folgt, ist im Hangenden noch eine etwa metermächtige Bank eines gneissähnlichen, biotitreichen Gesteins zwischen Kalk und Glimmerschiefer eingeschoben.

Der körnige Kalk bezw. Dolomit vom Zachenstein ist fast durchweg feinkörnig und von weisser, grauer oder infolge

Digitized by Google

massenhafter Beimengung eines talkartigen Minerals grüner Färbung. Was die chemische Beschaffenheit betrifft, so findet man bei allen Gesteinsproben einen fortwährenden Wechsel mehr oder weniger und auch rein dolomitischer Partien, in dem selbst kleine Handstücke mit kalten verdünnten Säuren an verschiedenen Stellen verschieden stark brausen, an manchen auch gar nicht. Die stark dolomitischen Partien sind meistens lichtgrau gefärbt, die kalkreichen rein weiss oder grün infolge ihres reichlichen Gehaltes an chloritischen oder Hornblendemineralien. Die reinen Dolomite, welche mit kalter Salzsäure gar nicht reagiren, zeigen u. d. M. sehr wenig Zwillingslamellen, aber eine deutliche verzahnte Structur. Die Korngrösse ist nicht einheitlich, grössere Individuen, von denen einige zwillingslamellirt sind, liegen in der feinkörnigen Hauptmasse des Gesteins zerstreut. Auch das Pigment, welches die graue Färbung hervorbringt, ist nicht gleichmässig vertheilt, sondern erscheint im Dünnschliff in vielen kleinen, dicht nebeneinander liegenden Flecken angehäuft. Bei starker Vergrösserung gewahrt man ausserdem in vielen Körnern Flüssigkeitseinschlüsse, welche negative Kryställchen von Rhomboëderform erfüllen und deutliche Libellen enthalten. Von Übergemengtheilen finden sich in sehr geringer Menge Chlorit und lichter Glimmer. — Diejenigen Gesteinspartien, welche im Handstück einen steten Wechsel ihrer Zusammensetzung zeigen, erscheinen auch im Dünnschliff nicht einheitlich. So besteht z. B. ein Schliff zur Hälfte aus normalem körnigen Dolomit mit sehr wenig Zwillingslamellen, aber gut verzahnter Structur; zur anderen Hälfte ist das Gestein von einer trüben, staubartigen Masse erfüllt, welche so dicht auftritt, dass die Umrisse der einzelnen Dolomitindividuen oft kaum erkennbar sind, und über deren Natur das Mikroskop keinen Aufschluss giebt. Das Ganze wird durchsetzt von dünnen Adern zwillingslamellirten Kalkspaths.

Im Lager von Zachenstein sind die dolomitischen Partien entschieden viel ärmer an accessorischen Mineralien als die kalkreicheren Varietäten; ausser Chlorit und lichtem Glimmer liessen sich in jenen nur gelegentlich winzige Körnchen von Rutil nachweisen. Wo sich die Übergemengtheile reichlicher einstellen, hat man es fast immer mit magnesiaarmen Gesteins-

Digitized by Google

arten zu thun, die beim Benetzen mit kalter verdünnter Salzsäure kräftig aufbrausen. Die bei der mikroskopischen Untersuchung solcher Kalkvarietäten beobachteten Mineralien, von denen manche auch makroskopisch wohl erkannt werden können, sind die folgenden: Tremolit, der am Zachenstein bei weitem vorherrschende Übergemengtheil, tritt an den Grenzen des Lagers an manchen Stellen so in den Vordergrund, dass er den Kalk nahezu vollständig verdrängt. Er bildet faserige, seidenglänzende, fächer- oder garbenförmig gruppirte Aggregate prismatischer Krystalle von lichtgelblicher Farbe, von denen aber in vielen Fällen nur mehr die Form erhalten ist, während die Substanz in ein grünes, talkartiges Mineral umgewandelt erscheint. U. d. M. ist der frische Tremolit farblos, nicht pleochroitisch, zeigt die typische vollkommene Spaltbarkeit der Amphibolgruppe und eine Auslöschungsschiefe von 14—17°. Die fächerförmige Gruppirung der Individuen ist auch im Dünnschliff gut erkennbar. An manchen Stellen sind Tremolit und Kalkspath bezw. Dolomit poikilitisch miteinander verwachsen, d. h. zahlreiche runde oder unregelmässig eckige Kalkspathkörner, von denen immer eine Anzahl gleichzeitig auslöschen, durchdringen die grösseren Krystalle des Tremolits. Da auch Fetzen oder kleine, schlecht ausgebildete Individuen von letzterem zerstreut im Kalk liegen, bieten solche Schliffe zwischen gekreuzten Nicols oft ein sehr buntes Bild. Für Aktinolith wurde ein dem Tremolit ähnliches Mineral angesehen, welches sich durch seine intensiv grüne Farbe und die Aggregation zu kleinen, radialstrahligen Büscheln vom letzteren unterscheidet. Gelegentlich kommt es auch in Form grösserer prismatischer Krystalle im Kalk eingewachsen vor. Mikroskopisch wurde dies Mineral nicht beobachtet.

Lichter Glimmer mit einem sehr kleinen Winkel der optischen Axen, also wohl Phlogopit, wird nächst dem Tremolit bei der mikroskopischen Untersuchung am häufigsten angetroffen. Nach A. Sauer (116) durchziehen den Kalk an manchen Stellen Glimmeraggregate in grobmaschiger Anordnung mit oft eckigem Verlauf, wodurch dem Gestein ein breccienartiges Aussehen verliehen wird. In solchen glimmerreichen Partien sollen Schwefelkies und Zinkblende besonders reichlich auftreten.

Digitized by Google

Ein farbloser, diallagähnlicher Pyroxen von faseriger Beschaffenheit wurde im Laufe einer mit THOULET'scher Lösung vorgenommenen mechanischen Trennung isolirt. Im Dünnschliff wurde derselbe nicht beobachtet. Als Zoisit β wurde ein optisch zweiaxiges, stark lichtbrechendes Mineral erkannt, welches in schlecht umgrenzten Krystallen im Kalk auftritt und zwischen gekreuzten Nicols die normalen grauen Interferenzfarben der ersten Ordnung zeigt. Die erste Bissectrix ist positiv, und die Ebene der optischen Axen liegt senkrecht zur Hauptzone, nur der scheinbare Winkel dieser Axen ist für die Varietät des Zoisit β ungewöhnlich gross und beträgt etwa 80°. Olivin kommt in Form unregelmässig begrenzter Körnchen nicht gerade häufig vor; er ist sehr pyroxenähnlich, war aber durch seine Gelatination mit Salzsäure und spätere Färbung der oberflächlichen Gelatinehaut mittelst Brillantgrün zu bestimmen. — Quarz ist selten und scheint ausschliesslich in Form kleiner Adern, welche den Kalk durchsetzen und vermuthlich späterer Entstehung sind, aufzutreten. — Apatit in seinen bekannten sechsseitigen oder gerundeten Durchschnitten ist local ziemlich häufig; die Hauptmasse des Kalkes ist jedoch frei davon. — Auch Erze (Schwefelkies, Magnetkies, Zinkblende) sind im Allgemeinen spärlich vorhanden; in einzelnen unreinen Partien des Lagers können sie, wie schon oben erwähnt, grössere Bedeutung erhalten.

Eine Besprechung der Mineralparagenesis vom Zachenstein kann erst im Zusammenhang mit derjenigen des Kalklagers von Oberscheibe, zu dessen Beschreibung wir nunmehr übergehen, erfolgen.

Oberscheibe bei Scheibenberg (Sachsen).

Die Lagerungsverhältnisse des körnigen Kalkes von Oberscheibe sind wenig bekannt; vom Nebengestein ist nur der „geneigte Wiesenlehm" aufgeschlossen, welcher am Ausgehenden des Lagers dasselbe als eine gegen 8 m mächtige Decke überlagert (A. SAUER 116). Die Begrenzung von Kalk und Lehm ist sehr eigenartig, indem der Kalk in Form grotesker Rippen und scharfzackiger Klippen in den Lehm hineinragt, und der Lehm umgekehrt in die mannigfach geformten Höhlungen und Spalten des Kalkes eindringt (116).

Digitized by Google

Vom Material des Lagers am Zachenstein unterscheidet sich der Marmor von Oberscheibe schon äusserlich durch sein gröberes Korn, ferner in chemischer Hinsicht durch seine wenig dolomitische Beschaffenheit. Sämmtliche Probestücke brausen kräftig mit kalter, verdünnter Salzsäure, und die von Sauer (116) mitgetheilten Durchschnittsanalysen zweier Qualitäten ergaben in dem einen Falle 94,9 %, im anderen 86,9 % reines Calciumcarbonat. Die Farbe des Kalkes ist weiss oder sehr lichtgrau; nur kleine Schmitzen sind, wie Sauer angiebt, durch reichliche Beimengung von Graphit fast homogen schwarz gefärbt. U. d. M. erscheint der normale Marmor stark zwillingslamellirt, aber nicht im Mindesten verzahnt, ein weiterer Unterschied gegenüber den Varietäten vom Zachenstein. Das graphitische Pigment ist in den lichtgrauen Spielarten des Kalkes reichlich enthalten und ziemlich regelmässig vertheilt. Bemerkenswerth ist die starke mechanische Beeinflussung, welche, wie man durch die mikroskopische Untersuchung erkennt, der Oberscheiber Marmor erlitten haben muss: Die Zwillingslamellen sind stellenweise gebogen und zerdrückt, und die Randzonen der Kalkspathindividuen häufig zermalmt und ausgefranst. Auch gewisse accessorisch auftretende Mineralien weisen kataklastische Erscheinungen auf, die Glimmerlamellen sind z. Th. verbogen und der Quarz zeigt die bekannte Mörtelstructur. Was die Häufigkeit der Übergemengtheile anlangt, so spielen Glimmermineralien die Hauptrolle. Wir begegnen hier etwa in gleicher Menge einem bräunlichen, scheinbar optisch einaxigen und einem grünlichen, silberglänzenden, optisch zweiaxigen Glimmer. Der Axenwinkel des letzteren ist ziemlich gross, und der grüne Glimmer daher wohl als Muscovit anzusehen, während man den braunen für Phlogopit halten wird. U. d. M. sind beide farblos und in parallelem Lichte nicht von einander zu unterscheiden. Nach Sauer kommt auch Biotit vereinzelt vor. — Nächst diesen Glimmern begegnet man am häufigsten dem Quarz, welcher in Gestalt runder, grosser, dem blossen Auge oft sichtbarer Körner auftritt und die schon erwähnte Kataklasstructur zeigt, dann einem sehr frischen, nicht zwillingslamellirten Feldspath und einem Chlorit von verhältnissmässig kräftiger Doppel-

Digitized by Google

brechung, welcher demgemäss für Klinochlor zu halten ist. Vereinzelt tritt wiederum der Zoisit auf, welcher schon aus dem Kalk vom Zachenstein beschrieben wurde; die optischen Eigenschaften desselben weisen auch hier auf die β-Varietät hin. Ziemlich häufig sind noch gewisse Erze, von denen Schwefelkies und Magnetkies auch makroskopisch beobachtet werden können, u. d. M. erkennt man ferner Titaneisen, welches in Form von Stäbchen und linsenförmigen Körnchen auftritt und in Umwandlung zu Leukoxen begriffen ist. Zirkon bildet winzige Kryställchen, und endlich sind noch ganz unregelmässig lappige Pseudomorphosen von dichtem Glimmer nach einem nicht mehr bestimmbaren Mineral zu erwähnen. A. Sauer führt von Oberscheibe noch lichtgrünen Tremolit in garbenförmigen Aggregaten an; in dem vom Verfasser gesammelten Material war dies Mineral nirgends nachweisbar und spielt jedenfalls auf Oberscheibe bei weitem nicht diejenige Rolle wie am Zachenstein.

Die körnigen Carbonatgesteine vom Zachenstein bei Crottendorf und von Oberscheibe gehören zu denjenigen Vorkommnissen, welche nach den in der Geologie heute herrschenden Anschauungen durch Regionalmetamorphose ihre krystallinische Beschaffenheit erlangt haben. Um dieser Frage näher zu treten, betrachten wir zunächst die Paragenesis der beiden Lagerstätten. Es wurden bei dieser und früheren Untersuchungen die folgenden Accessoria beobachtet (die seltenen, nur ganz gelegentlich sich findenden Übergemengtheile sind mit einem Stern bezeichnet): Tremolit, Aktinolith; Phlogopit, Muscovit, Biotit*; ein diallagartiger Pyroxen; Chlorit (Klinochlor); Olivin, Serpentin; Quarz, Plagioklas, Zoisit; Rutil*, Apatit, Zirkon; Schwefelkies, Magnetkies, Titaneisen, Zinkblende. In dieser Liste finden wir mehrere Mineralien, welche für contactmetamorphe körnige Kalke charakteristisch sind, nämlich: Phlogopit, Zoisit, Olivin, Strahlstein; ferner andere, welche unter Mitwirkung der Mineralbildner in solchen Kalken entstehen: Apatit, Magnetkies, Zinkblende. Ferner ist das oben als poikilitische Verwachsung beschriebene Auftreten der zahllosen Kalkeinschlüsse im

Digitized by Google

Tremolit eine für Contactgesteine typische Erscheinung. Ist sonach die Einwirkung contactmetamorphischer Agentien auf die in Rede stehenden Kalke und Dolomite zweifellos, so belehrt uns die massenhafte Entwickelung von Glimmermineralien und die oft reichliche Anwesenheit runder Quarzindividuen, dass wir es hier, wie bei den fichtelgebirgischen Vorkommnissen, mit einer Piezocontactmetamorphose zu thun haben. Dass die Schichten, denen die Kalklager angehören, in der That gebirgsfaltenden Processen unterlegen sind, beweist einmal die starke mechanische Beeinflussung mancher Varietäten des Kalkes, sowie der ihn begleitenden accessorischen Mineralien (Glimmer, Quarz); andererseits ist von Cotta (40) die Thatsache überliefert, dass im Jahre 1838 in einem der Kalkbrüche am Zachenstein „ganz ausserordentlich starke Windungen und Biegungen der Schichten, ein wahrer Wirrwarr von Schleifen, Mulden und Sätteln" zu sehen waren. Ferner ist auch der Mineralbestand im Wesentlichen der gleiche wie bei den Marmorvorkommnissen des Vintschgaus und des Ratschingesthals; auch in den Carbonatgesteinen von Crottendorf und Oberscheibe spielen Glimmermineralien, Chlorit, Strahlstein, gerundete Quarzkrystalle, Mineralien der Epidotgruppe die Hauptrolle. Die Ähnlichkeit im Mineralbestande geht sogar noch weiter, als es bei den fichtelgebirgischen Kalken der Fall war, indem der aus Forsterit hervorgegangene Serpentin, welcher in den letzteren stellenweise den vorherrschenden Übergemengtheil bildete, in den hier behandelten sächsischen, wie in den entsprechenden alpinen Vorkommnissen nur spärlich vorhanden ist. Man dürfte nach Obigem mit Recht annehmen, dass auch die Kalke und Dolomite von Crottendorf und Oberscheibe unter ganz ähnlichen Bedingungen umkrystallisirt sind, wie solche bei der Metamorphose der Marmorlager im Vintschgau und im Ratschingesthal geherrscht haben, und die sich kurz unter der Bezeichnung Piezocontactmetamorphose zusammenfassen lassen.

Candoglia bei Ornavasso.

Gegenüber der Station Ornavasso der Eisenbahnlinie Novara—Domodossola liegt am anderen Ufer der Dosa

Digitized by Google

das kleine Dorf Candoglia, unter dessen Namen die Marmorbrüche bekannt sind, denen unter Anderem das zum Bau des Domes von Mailand verwendete Material entnommen wurde. An den Bergabhängen oberhalb Candoglia findet man in verschiedenen Höhen drei Marmorbrüche, von denen die zwei südlichen, vertical übereinander gelegenen, der „Fabbricceria del Duomo di Milano" gehören, während der dritte, weiter nördlich jenseits eines kleinen Kammes befindliche, von einem Herrn Lanfranci betrieben wird. Aus dem letzterwähnten Bruch wurde unter Anderem zum Bau des Domes in Florenz Material entnommen. Der Habitus des körnigen Kalkes und sein Bestand an accessorischen Mineralien erweisen sich an den drei Localitäten als übereinstimmend, so dass es genügend erschien, das Material von einer derselben, nämlich dem Lanfranci'schen Bruch genauer zu untersuchen. Bevor wir uns der Beschreibung der hierbei erhaltenen Resultate zuwenden, sei kurz das Wenige mitgetheilt, was über die Lagerungsverhältnisse dieses Marmors bekannt ist.

Die Lager von Candoglia sind nach Traverso (138) dem Biotitgneiss eingeschaltet, welcher nach den an Ort und Stelle sichtbaren Aufschlüssen als ein Complex injicirter Schiefer aufzufassen ist, die von zahlreichen Pegmatit- und Quarzgängen durchsetzt werden. Diese Schiefer lassen sich an dem von Candoglia nach den Brüchen der Fabbricceria del Duomo di Milano angelegten Fahrwege, der sich in vielen Windungen an der Berglehne emporzieht und z. Th. in diese Gesteine eingesprengt ist, vorzüglich beobachten. In den Steinbrüchen selbst ist die Grenze von Kalk und Nebengestein fast nirgends aufgeschlossen und auch die in den Alpen sonst so gewöhnliche Erscheinung, dass Gänge und Zwischenlagen dunkler Hornblendegesteine den Kalk durchsetzen, scheint hier zu fehlen.

Der Marmor sammt der ihn umgebenden Schieferzone gehört in den Contacthof des Granites vom Mont'Orfano bei Gravellona, der längs der Fahrstrasse von diesem Orte nach Pallanza in ausgedehnten Brüchen aufgeschlossen ist.

Was nun den petrographischen Charakter des Marmors anlangt, so kommen sowohl rein weisse, als lichtrosa bis bräunlichrosa, lichtgelblich und lichtgrau bis mässig tiefgrau gefärbte Varietäten vor. Der rosa Marmor scheint im All-

Digitized by Google

gemeinen etwas grobkörniger als der weisse und der graue zu sein. Die schön weissen Abarten herrschen in den Brüchen der Fabbricceria del Duomo di Milano vor, während die rosa gefärbten die Hauptmasse des im LANFRANCI'schen Bruch gewonnenen Materials ausmachen. Die genannten Färbungen wechseln oft in wenig mächtigen Lagen, so dass man schön gestreifte und gebänderte Handstücke schlagen kann. Manche Blöcke werden ausserdem von Adern schwarzgrauen späthigen Kalkspaths durchsetzt ganz ähnlich denen, die im körnigen Kalk von Obernzell bei Passau zu beobachten sind; doch bestehen die letzteren aus Dolomitspath. Sämmtliche Varietäten von Candoglia brausen kräftig mit kalter Salzsäure und können daher keinesfalls stark dolomitisch sein; indessen liegen über die quantitative Zusammensetzung des Marmors keine Angaben vor. — U. d. M. erscheinen die Kalkspathindividuen sehr reich an Zwillingslamellen, sind aber im Allgemeinen nicht miteinander verzahnt[1]. Spuren mechanischer Beeinflussung sind unverkennbar; darauf deutet die häufige Biegung der Zwillingslamellen; die Körner scheinen an vielen Stellen hart aneinander gepresst und zusammengestaucht worden zu sein, wodurch die Ränder ein eigenthümlich ausgefranstes und zerrissenes Aussehen bekommen haben und manche grössere Individuen in Stücke zerbrochen worden sind. Was den Bestand an accessorischen Mineralien betrifft, so enthalten selbst die reinsten weissen Qualitäten hier und da makroskopisch sichtbare Schwefelkieskryställchen eingesprengt, eine Eigenschaft, welche den Marmor für eine Verwendung als Bau- und Ornamentstein nicht gerade besonders geeignet macht. In nur mikroskopischer Ausbildung finden sich in den reinen Varietäten verhältnissmässig viel Quarz, dagegen selten lichter Glimmer, Titanit und Rutil. In den rosa bis gelblich gefärbten Qualitäten treten die Übergemengtheile im Allgemeinen häufiger und mannigfaltiger auf als in den weissen, und am meisten verunreinigt scheinen die grauen Partien zu sein. Eine Aufzählung und Beschreibung der Mineralien, welche bei der mikroskopischen Untersuchung der genannten Varietäten des Marmors beobachtet wurden, wird im Folgenden

[1] Vergl. Taf. XIII Fig. 5.

Digitized by Google

gegeben: Schwefelkies ist dasjenige Mineral, welches schon dem blossen Auge durch seine Häufigkeit und fast allgemeine Verbreitung besonders auffällig wird. Seine schlecht ausgebildeten oder verzerrten Krystalle (Würfel und Pentagondodekaëder) erfüllen, dicht nebeneinander liegend, manchmal ganze Blöcke der rosa und gelblichen Varietäten des Marmors. Ihre Grösse wechselt von kaum noch sichtbaren Pünktchen bis zu etwa erbsengrossen Individuen; gelegentlich bilden sie auch kleine Knauer im Kalk. Auch die grauen Abarten des letzteren sind stellenweise reich an Schwefelkies, während die rein weissen ihn nur spärlich enthalten. Von anderen Erzen wurde nur Magnetkies beobachtet, aber dieser ist ziemlich selten. Mindestens ebenso häufig und verbreitet wie der Schwefelkies dürfte der dem blossen Auge nicht so auffallende Phlogopit sein. Derselbe ist makroskopisch lichtbraun, manchmal intensiv rothbraun gefärbt und stark fettglänzend; u. d. M. zeigt er einen Pleochroismus von ganz schwach gelblichen zu lichtbraunen Farbentönen; die winzigen Lamellen jedoch, welche den reinen, weissen Varietäten des Marmors hier und da eingesprengt sind, sind vollkommen farblos. Im grauen Kalk tritt der Glimmer mit Vorliebe in dünnen, parallelen Lagen angeordnet auf, so dass solche Abarten als Kalkglimmerschiefer bezeichnet werden können. In optischer Hinsicht verhält sich der Phlogopit bald nahezu einaxig, bald zeigt er einen kleinen scheinbaren Axenwinkel, welcher aber der Schätzung nach den Betrag von 20° nie überschreitet. Druckwirkungen, wie etwa eine Krümmung oder ein Bruch der Lamellen, sind nirgends wahrzunehmen, was einigermaassen auffällig ist, da sowohl der Kalk selbst, als auch gewisse accessorische Mineralien (Quarz, Strahlstein) kataklastische Phänomene erkennen lassen. Dagegen ist eine an den Rändern beginnende Umwandlung des Phlogopits in Chlorit mit prachtvollen, anomalen, dunkelblauen Interferenzfarben, wenn auch selten, so doch gelegentlich zu beobachten. — Quarz ist nicht so allgemein verbreitet wie Schwefelkies und Glimmer; er fehlt manchen Partien des Kalkes gänzlich, ist dagegen an anderen Stellen reichlich vorhanden. Die reinsten, weissen Qualitäten des Marmors führen ihn, wie schon erwähnt, in verhältnissmässig bedeutender Menge; er tritt hier in Form

Digitized by Google

gerundeter, stellenweise krystallographisch begrenzter Pyramiden auf. In manchen Schliffen sind kataklastische Erscheinungen hervorragend deutlich. — Strahlsteinartige Hornblende bildet auf Kluftflächen Aggregate lang prismatisch ausgebildeter, lichtgrüner, seidenglänzender Individuen und kommt auch sonst im Kalk vor. U. d. M. wird sie vollkommen farblos und lässt keinen Pleochroismus erkennen. Die Auslöschungsschiefe beträgt etwa 18°; der Winkel der optischen Axen ist ziemlich klein und der Charakter der Doppelbrechung positiv. Aus den beiden letztgenannten Eigenschaften ersieht man, dass diese Hornblende zum Pargasit gehört. Wo sie mit kataklastischem Quarz zusammen vorkommt, zeigt sie die gleichen mechanischen Veränderungen wie dieser: Zerlegung der Krystalle in einzelne Stengel von verschiedener Auslöschung, welche den Eindruck von breiten Zwillingslamellen hervorrufen; an anderen Stellen undulöse Auslöschung und Zertrümmerung grösserer Individuen zu einem scharfkantigen Sande, dessen winzige Körner untereinander verzahnt sind. In manchen Fällen tritt der Pargasit pseudomorph nach Augit auf, von welchem bisweilen noch lappige Reste innerhalb des nunmehrigen Hornblendekrystalls vorhanden sind. Auch nicht umgewandelter Augit findet sich in manchen Schliffen ziemlich reichlich, er ist farblos, von gedrungen prismatischer Ausbildung und häufig von einer Hornblende mantelförmig umgeben, welche in diesem Falle auch im Dünnschliff nicht farblos ist, sondern einen Pleochroismus von lichtgrün bis farblos aufweist. Solche noch im Dünnschliff gefärbte Hornblende trifft man auch in Form selbständiger, prismatischer Individuen, aber bei weitem nicht so häufig wie die farblose; sie sieht makroskopisch ganz anders aus als der Pargasit, ist schwarzgrün, glasglänzend und bildet entweder schlecht ausgebildete kurzprismatische Krystalle oder garbenförmige Aggregate. In optischer Hinsicht ist sie durch den negativen Charakter der Doppelbrechung in ausreichender Weise vom Pargasit unterschieden. Feldspäthe treten nur local auf. Sie sind ziemlich frisch, besitzen meist keine Zwillingslamellirung, gelegentlich aber schöne Zonarstructur. Hierbei zeigt es sich, dass der Feldspath im Ganzen zwar ziemlich basisch ist — denn ein Schnitt senkrecht zur

Digitized by Google

positiven Bissectrix weist eine Auslöschungsschiefe von etwa 25° auf —, dass aber der Rand saurer als der Kern ist. Bemerkenswerth ist, dass kein allmählicher Übergang von dem basischen Kern nach den saureren Randzonen zu stattfindet, wie dies bei den Feldspäthen der Eruptivgesteine die Regel ist, sondern die Grenzen der einzelnen Zonen sind scharf. Die Lichtbrechung dieses labradorähnlichen Plagioklases ist wesentlich höher als diejenige des Canadabalsams. — Zoisit kommt ziemlich selten vor; an den normalen grauen Interferenzfarben, an der Kleinheit des Winkels der optischen Axen, sowie an der Lage ihrer Ebene senkrecht zur Spaltbarkeit erkennt man, dass es sich um die β-Varietät des Minerals handelt. — Forsterit in Form frischer, gerundeter Körner ist recht selten, Apatit und Titanit dagegen ziemlich verbreitet, wenn auch immer nur in kleinen bis winzigen Individuen ausgebildet. Titanit fehlt, wie schon oben bemerkt, selbst in den reinsten Qualitäten des weissen Marmors nicht. In eben diesen finden sich gelegentlich auch kleine Rutilkörner, womit die Aufzählung der beobachteten Übergemengtheile abgeschlossen ist. Dass dieselben, vom Schwefelkies abgesehen, fast sämmtlich typische Contactmineralien sind, bedarf wohl kaum noch einer Betonung. Wir finden Phlogopit und Pargasit in grossen Mengen, etwas weniger häufig einen diopsidartigen Pyroxen, grüne Hornblende, basischen Plagioklas, Titanit und Apatit, spärlich endlich Magnetkies, Zoisit und Forsterit. Zu diesen Übergemengtheilen tritt nun Quarz in kleinen, theils gerundeten, theils noch scharf begrenzten Doppelpyramiden, so dass die Paragenesis mit derjenigen der fichtelgebirgischen Kalke, sowie der von Crottendorf und Oberscheibe in Sachsen im Allgemeinen übereinstimmt, daher die dort angestellten Betrachtungen auch auf die Vorkommnisse von Candoglia Anwendung finden. Nehmen wir dazu den Umstand, dass der Marmor von Candoglia von einem Complex metamorphosirter und injicirter Schiefer umhüllt wird, und dass am Mont'Orfano ein Granitmassiv in nicht allzugrosser Entfernung zu Tage tritt, so wird ein Zweifel an der contactmetamorphischen Umwandlung des Marmors nicht mehr möglich sein.

Digitized by Google

Crevola bei Domodossola.

Etwa eine Stunde nördlich von Domodossola, jenseits des Dorfes Crevola, ist am Eingang des Val di Vedro, in nächster Nähe der Simplonstrasse, ein Lager körnigen Dolomits durch Steinbruchbetrieb aufgeschlossen. Von dem hier gewonnenen Material wurde der Dom zu Pavia erbaut, heutzutage wird dasselbe ausschliesslich zu Mörtel verarbeitet und in einem zwischen Crevola und dem Steinbruch gelegenen Kalkofen verbrannt. Über die Lagerungsverhältnisse des Dolomits ist in Traverso's „Geologia dell' Ossola" nichts erwähnt; soviel die Aufschlüsse in der Nachbarschaft erkennen lassen, stellt er eine Einlagerung in den injicirten Schiefern und mannigfaltigen Mischgesteinen vor, welche den Contacthof des Granites von Gondo zusammensetzen.

Das Gestein des Bruches braust mit kalter Salzsäure nicht im Geringsten und ist der Analyse nach ein echter Dolomit; es ergaben sich bei drei Bestimmungen:

	I	II	III
Fe_2O_3	0,33	0,96	0,41
CaO	30,64	31,20	31,00
MgO	21,64	21,49	21,76
CO_2	46,3	46,3	46,3
Unlöslich in HCl .	0,86	0,98	0,88
Summe	99,77	100,93	100,35

Die Hauptmasse des Dolomits ist feinkörnig, nur stellenweise tritt ein etwas gröberes Korn auf; was die Farbe betrifft, so kommen hauptsächlich rein weisse und lichtgraue Varietäten vor. Blöcke, die ganz frei von accessorischen Beimengungen gewesen wären, wurden nicht beobachtet; es finden sich zum Wenigsten immer vereinzelte Glimmerblättchen. Schwefelkies, der im Marmor von Candoglia eine so hervorragende Rolle spielt, tritt bei Crevola ganz in den Hintergrund; dagegen fällt hier eine Varietät des Dolomits besonders auf, welche in einer feinkörnigen, grauen Grundmasse $\frac{1}{2}$—1 cm lange prismatische Einsprenglinge von gleicher grauer Farbe und starkem Glasglanz aufweist. Dieselben gehören, wie die mikroskopische Untersuchung ergiebt, dem Tremolit an. Ferner ist das Vorkommen von Dolomitglimmerschiefer zu erwähnen, d. h. Dolomit, der durch lageweise angeordnete

Digitized by Google

lichtbraune Phlogopittäfelchen geschiefert erscheint und ausserdem noch häufig schichtweisen Wechsel weisser und grauer Gesteinslagen zeigt. Was den mikroskopischen Befund anlangt, so ist zunächst zu bemerken, dass entsprechend dem dolomitischen Charakter des Gesteins die Zwillingslamellirung zurücktritt, immerhin ist die Zahl der zwillingslamellirten Körner für einen echten Dolomit noch auffallend gross und macht etwa die Hälfte der Gesammtzahl aus. Von gegenseitiger Verzahnung der Körner ist ebensowenig etwas zu sehen wie von Spuren mechanischer Störungen[1]. Die mässig bis tiefgrau gefärbten Varietäten lassen ein richtungslos vertheiltes schwarzes Pigment erkennen, besonders deutlich ist dieses in einem Dünnschliff zu sehen, welcher aus dem oben erwähnten Dolomit mit den grossen Tremoliteinsprenlingen angefertigt wurde, es erfüllt auch die letzteren und besteht, wie man bei starker Vergrösserung erkennt, aus winzigen Graphittäfelchen, von denen wenigstens ein Theil sehr deutlich sechsseitige Umgrenzung zeigt.

Von den anderen Übergemengtheilen des Marmors von Crevola ist Phlogopit der vorherrschende. Er ist makroskopisch lichtbraun, im Dünnschliff wird er nahezu farblos und kaum noch erkennbar pleochroitisch; der scheinbare Winkel der optischen Axen ist recht klein und sinkt häufig auf Null herab. Merkwürdig ist, dass die Phlogopitlamellen bisweilen stark verbogen sind und undulöse Auslöschung besitzen, während die übrigen Gemengtheile des Gesteins, vor Allem der Dolomit selbst, keinerlei Spuren mechanischer Beeinflussung erkennen lassen. Solche Biegungen der Glimmerblättchen wurden namentlich dort beobachtet, wo der Phlogopit als Einschluss in Zinkblende auftritt. Eine Anzahl anderer Mineralien besitzt keine allgemeine Verbreitung im Dolomit, sondern kommt nur local vor, nämlich Quarz, Tremolit, Zoisit, Augit und Rutil. Von diesen ist Quarz recht selten, er bildet unregelmässig geformte Körner, die keine deutliche Kataklasstructur aufweisen. Tremolit kommt ausschliesslich in der oben beschriebenen grauen Varietät des Gesteins vor, in welcher seine langprismatischen Krystalle

[1] Vergl. Taf. XII Fig. 4.

Digitized by Google

schon dem blossen Auge sichtbar sind. U. d. M. erweist er sich als ganz durchpflastert von runden Dolomiteinschlüssen und erinnert durch diese Structur an den früher beschriebenen Tremolit aus dem Kalk von Crottendorf. Die höchste gemessene Auslöschungsschiefe betrug etwa 15°. Zoisit wurde ebenfalls nur in einem Schliff beobachtet; er zeigt sehr niedrige, aber ziemlich normale Interferenzfarben und einen kleinen scheinbaren Winkel der optischen Axen, deren Ebene senkrecht zur Spaltbarkeit gelegen ist, und muss daher, wie der im Marmor von Candoglia vorkommende, für Zoisit β gehalten werden. Der Augit ist farblos, tritt in mehr oder weniger isometrischen, häufig auch ganz unregelmässigen Durchschnitten auf und besitzt eine bedeutende Auslöschungsschiefe (um 45°). Rutil endlich findet sich ganz vereinzelt in Gestalt winziger, nur schwach gefärbter Körnchen. — In nicht unbedeutenden Mengen kommen einige Erze im Dolomit von Crevola vor. Zinkblende und Bleiglanz imprägniren schmale Streifen desselben und sind auch hier und da in kleinen Putzen angehäuft, während Schwefelkies in Form isolirter, unregelmässig vertheilter Kryställchen und Körnchen im Ganzen selten, an einzelnen Stellen des Lagers aber ziemlich reichlich zu finden ist. Durchweg selten ist Magnetkies. U. d. M. bildet die Zinkblende gelblichgrüne, grössere und kleinere, ganz unregelmässig begrenzte Körner, welche im reflectirten Licht starken Diamantglanz zeigen und zwischen gekreuzten Nicols sich isotrop verhalten. Die vollkommene dodekaëdrische Spaltbarkeit ist vorzüglich zu sehen. Die Blende enthält gewöhnlich kleine, runde Einschlüsse von Dolomit, seltener Phlogopittäfelchen, welche dann meistens deformirt sind. Der Bleiglanz bietet u. d. M. wenig Charakteristisches; er ist im reflectirten Lichte grau mit einem schwachen Stich ins Violette und stark metallglänzend; von der Spaltbarkeit ist gewöhnlich nichts zu sehen. — Als ein weiteres Erz ist Eisenglanz zu nennen, welcher secundärer Entstehung zu sein scheint, da er in Gestalt feinster, aus winzigen Körnchen zusammengesetzter Streifchen vorkommt, welche den Grenzen der einzelnen Dolomit- und Phlogopitindividuen entlang verlaufen. Hiermit wäre die Reihe der im Dolomit von Crevola enthaltenen Übergemengtheile abgeschlossen, bis auf ein Mineral,

Digitized by Google

dessen Natur weder auf mikroskopischem noch auf chemischem Wege bestimmt werden konnte. Dasselbe bildet im Dünnschliff farblose Durchschnitte von unregelmässiger Form, welche die Spaltbarkeit der Pyroxene besitzen, aber durchweg niedrige. lichtgraue bis dunkelgraue Interferenzfarben zeigen. Auch die Lichtbrechung ist für einen Pyroxen zu gering und hält sich etwa auf der Höhe der strahlsteinartigen Hornblenden. Von den übrigen optischen Eigenschaften konnte nur die Zugehörigkeit des Minerals zu den optisch zweiaxigen Körpern festgestellt werden. Im Übrigen erscheint es nicht möglich, das Mineral mit einem der bekannteren gesteinsbildenden zu identificiren. Leider stellte sich nun einer chemischen Analyse die Unmöglichkeit entgegen, dasselbe genügend zu isoliren, namentlich es von der anhaftenden Zinkblende zu befreien. Es konnte dies weder auf mechanischem Wege mittels schwerer Lösung und des Elektromagneten, noch auf chemischem durch wiederholtes, mehrere Tage lang fortgesetztes Abrauchen mit rauchender Salpetersäure erreicht werden. Die Frage nach der Zusammensetzung dieses Minerals bleibt daher offen. Schliesslich sei noch erwähnt, dass Carl Weiss (145) Staurolith aus dem Marmor von Crevola d'Ossola erwähnt. Ob es sich hier um einen wirklichen accessorischen Gemengtheil des Marmors handelt oder ob nur eine Bildung auf Klüften vorliegt, geht aus den Angaben von Weiss nicht hervor. Das Vorherrschen des Phlogopits, sowie das gelegentliche Auftreten von Zoisit, lichtem Augit und Tremolit beweist eine Einwirkung contactmetamorphischer Agentien auf den Dolomit von Crevola, eine Thatsache, die schon infolge seiner Lage mitten zwischen den vom Simplongranit metamorphosirten und injicirten Schiefern keinen Zweifel mehr zulässt. Die reichhaltige Erzführung des Dolomits lässt auf postvulcanische Processe schliessen, welche nach erfolgter Umkrystallisation sich abgespielt haben.

Carrara.

Da die hier vorliegenden Untersuchungen keineswegs den Zweck verfolgen, eine erschöpfende geologische Beschreibung der einzelnen Marmorgebiete zu geben, sondern in erster Linie auf eine Vergleichung der petrographischen Beschaffenheit

Digitized by Google

einer Anzahl körniger Kalke hinauslaufen, so erschien es zur Erreichung dieses Zweckes genügend, von den rund 500 Marmorbrüchen der Apuanischen Alpen nur einige wenige, aber möglichst verschiedenartige zu besuchen. Es wurden demzufolge in der nächsten Umgebung Carraras, im Canal Ravaccione, einem Thal, welches sich vom Dörfchen Torano bis zur Station Ravaccione hinaufzieht, mehrere Brüche von Statuario, Ordinario, Bardiglio und Paonazzo besichtigt, ferner die ausgedehnten Brüche in den Cipolinen des Monte Brugiana zwischen Carrara und Massa, endlich die Kalkbreccien (Brecciati) beim Dorfe Stazzema, im Thal etwa 2 Stunden oberhalb Seravezza gelegen. Ausserdem wurde den triassischen Grezzoni sowie dem Permiano der italienischen Geologen, welches namentlich bei Forno oberhalb Massa schön aufgeschlossen ist, einige Aufmerksamkeit zugewendet.

Das Liegende der Hauptmarmormasse der Apuanischen Alpen bilden die sogen. Grezzoni, dichte licht- oder schwarzgraue dolomitische Kalke, welche von Zaccagna (149) auf Grund darin gefundener Reste von Crinoideen, namentlich *Encrinus liliiformis*, zum Muschelkalk gerechnet werden. U. d. M. zeigen dieselben eine feinkörnige Beschaffenheit, wobei ein Unterschied zwischen grösseren Körnern und einem sie verkittenden Cement nicht wahrnehmbar ist; vielmehr sind die Körnchen durchweg sehr winzig, besitzen wenig Zwillingslamellen und sind, was sehr bemerkenswerth ist, in höchst vollkommener Weise untereinander verzahnt. Von Nebengemengtheilen ist ziemlich viel Plagioklas von frischer Beschaffenheit und hier und da etwas lichter Glimmer sowie Schwefelkies vorhanden. Unter den Grezzoni liegt das Permiano, welches nach den italienischen Geologen aus gneissartigen Gesteinen und Glimmerschiefern, aus talkigen Schichten und eingelagerten Kalksteinen, Kalkschiefern und kohlehaltigen Schichten aufgebaut ist. Das permische Alter dieses Gesteinscomplexes wurde aus *Orthoceras*-Funden abgeleitet. Was nun die gneiss- und glimmerschieferartigen Gesteine dieses Permiano betrifft, so ist ihr Charakter an den meist verwitterten Felswänden gewöhnlich schwer erkennbar, so dass sie bei oberflächlicher Betrachtung allerdings leicht für krystalline Schiefer gehalten werden können. Wo

Digitized by Google

aber das Material frisch ist, sieht man namentlich am Querbruch desselben, dass es sich hier um Porphyroide, und zwar besonders um metamorphosirte Quarzporphyre handelt. Diese vollkommen geschieferten Gesteine haben äusserlich grosse Ähnlichkeit mit den Porphyroiden des Taunus. Sie bestehen aus sehr dünnen Lagen von Sericitlamellen, welche sich in feinen Fältelungen um kleine Flasern winden, die aus einem dichten, weissen Quarzfeldspathgemenge zusammengesetzt wurden; die letzteren enthalten bis erbsengrosse Quarzeinsprenglinge, die zwar etwas gerundet sind, aber die ursprünglichen pyramidalen Umrisse in vielen Fällen noch gut erkennen lassen. Auf den Schieferflächen erscheinen die Porphyroide einheitlich graugrün und zeigen den dem Sericit eigenthümlichen seidenartigen Glanz; dünne Platten derselben machen oft vollkommen den Eindruck gewöhnlicher Sericitschiefer. U. d. M. wird die porphyrische Structur des Gesteins noch deutlicher. Die Grundmasse besteht aus abwechselnden, prachtvoll gefältelten Sericitschnüren und etwas dickeren Lagen und Flasern eines sehr feinkörnigen Quarzfeldspathgemenges mit sehr reichlichem accessorischen, niemals zwillingslamellirten Kalkspath. Als Einsprenglinge kommen Quarz und Plagioklas vor; beide zeigen noch Krystallformen und, abgesehen von nicht ganz einheitlicher Auslöschung, keine besonderen Druckphänomene. Der Quarz ist durchaus frisch und, wie der Granitquarz, von reihenförmig angeordneten winzigen Einschlüssen durchzogen; der Plagioklas ist in der Regel zwillingslamellirt und mehr oder weniger der Zersetzung anheimgefallen, als deren Nebenproduct Kalkspath in ziemlich grosser Menge auftritt. Als spärliche Nebengemengtheile des Gesteins sind schliesslich noch Schwefelkies, Chlorit, Rutil und Zirkon zu nennen. — Was nun die Verbandsverhältnisse dieser Porphyroide mit den darüber lagernden körnigen Marmoren anlangt, so ist die Regel, dass zwischen Marmoren und früherem Quarzporphyr eine mehr oder weniger mächtige Zone von Grezzoni, also von dichten Kalken und Dolomiten, sich einschiebt. Nur an wenigen Localitäten fehlt diese Zone, und hier bildet dann das „Permiano" das directe Liegende des Marmors.

Während also im Allgemeinen die „Grezzoni inferiori" das Liegende des Marmors bilden, folgen über der Zone der

Digitized by Google

reinen Marmore zunächst Cipolline, Kalkschiefer, graue, weisse und gestreifte Kalke, z. Th. mit Feuersteinknollen, darüber andere Marmore und die „Grezzoni superiori", sowie mannigfaltige Contactgesteine. Alle diese Schichten werden noch zur Trias gerechnet, und erst über ihnen folgen theils dichte, theils cavernöse und breccienartige Kalke und Dolomite der rhätischen Stufe, welche nach GIAMPAOLI (53) auch den Untergrund der Stadt Carrara bilden. Die Zugehörigkeit dieser Gesteine zum Rhät ist durch das Vorkommen der *Avicula contorta* in derselben sichergestellt.

Wie allgemein bekannt, sind die Marmore der Apuanischen Alpen in zahlreichen Varietäten entwickelt, welche z. Th. sowohl in petrographischer Beziehung wesentlich von einander abweichen als auch für Technik und Kunst eine sehr verschiedene Bedeutung besitzen. GIAMPAOLI (53) beschreibt im Ganzen zwölf, nämlich Statuario, Bianco-chiaro oder Ordinario, welcher wiederum in drei Qualitäten zerfällt, Bardiglio, Venato, Paonazzo, Paonazzetto, Nero, Rosa, Portoro, Giallo, Rosso, Brecciato. Von diesen Varietäten sind einige, wie der Nero, Portoro, Rosso, keine körnigen Kalke. Der Giallo ist nach GIAMPAOLI ein durch Eisenhydroxyd gelb gefärbter Marmor, welcher sonst nichts Besonderes bietet. Die übrigen oben aufgezählten Varietäten, zu denen noch die Cipolline des Monte Brugiana hinzukommen, sollen nunmehr der Reihe nach beschrieben werden.

a) Statuario (Statuaire).

Der Marmo Statuario ist ein sehr reiner, feinkörniger Kalk von weisser Farbe mit einem kaum sichtbaren Stich ins Grünliche, welcher aber sehr deutlich wird, wenn man etwas dickere Bruchstücke im durchscheinenden Tageslicht betrachtet. Die Eigenschaft des Durchscheinens, welche selbst bei 3—4 cm dicken Platten noch wunderbar schön hervortritt, ist diejenige, welche den Statuario in typischer Weise von den übrigen apuanischen Marmoren unterscheidet, die besten Qualitäten des Ordinario kommen in Bezug auf Reinheit der Farbe und Feinheit des Korns dem Statuario gleich, sind aber niemals durchscheinend. Als weitere Vorzüge des letzteren gelten seine Elasticität und Geschmeidig-

Digitized by Google

keit, zwei Eigenschaften, denen das Material in erster Linie verdankt, dass es als Statuenmarmor oft allen anderen vorgezogen wird. Diesen Vorzügen des Statuario steht aber ein recht grosser Nachtheil gegenüber, das ist seine Unfähigkeit, Einflüssen der Atmosphärilien auf die Dauer Widerstand zu leisten. Bildwerke, die im Freien oder auch nur in feuchten Räumen aufgestellt sind, verlieren ihren Glanz und ihr schönes, zartfarbiges Aussehen; sie werden gypsartig und zerbröckeln nach einiger Zeit. Als die weichste, bröckligste Varietät des Statuario gilt derjenige von Betoglia, dann folgt das aus den Brüchen von Sylvestro stammende Material, während der Statuario der Crestola-Brüche als der härteste, verhältnissmässig ziemlich widerstandsfähige bezeichnet wird. Diese drei Brüche liegen sämmtlich in dem zu Anfang erwähnten Thal Ravaccione, und zwar Crestola und Sylvestro unten am Eingang des Thals, Betoglia ziemlich weit aufwärts. In demselben Thal liegt auch der Statuario-Bruch Polvaccio, von welchem Giampaoli (53) angiebt, dass er durch seine Härte, Sprödigkeit und Widerstandsfähigkeit unter den Statuario-Varietäten eine Ausnahmestelluug besitze. Dieser Bruch ist schon seit vielen Jahren ausser Betrieb, woraus zu schliessen ist, dass das Material kein sonderlich gutes gewesen ist. Keinesfalls kann, wie Giampaoli will, der reichliche Quarzgehalt des Statuario von Polvaccio seine grössere Härte und Widerstandsfähigkeit bedingt haben; denn die Erfahrung bezüglich derartig unreiner Marmore lehrt in anderen Fällen gerade das Gegentheil, indem ein Marmor desto weniger verbandsfest und technisch verwerthbar ist, je mehr Verunreinigungen er enthält.

In chemischer Hinsicht ist der Statuario ein sehr reiner, körniger Kalk; Giampaoli führt mehrere Analysen an, nach denen der Gehalt an $CaCO_3$ 98—99 %, derjenige an $MgCO_3$ in keinem Falle über 0,9 % beträgt, während die Kieselsäure den verhältnissmässig nicht unbedeutenden Betrag von 1 % erreicht. U. d. M. bieten Schliffe von Statuario wenig Interessantes. Die Korngrösse der einzelnen Vorkommnisse ist kaum verschieden und die Zwillingslamellirung bei allen in normaler Weise entwickelt, dagegen ist die verzahnte Structur bisweilen wenig, bisweilen sehr gut ausgebildet. Ersteres ist

Digitized by Google

z. B. der Fall bei einem Statuario, der oberhalb Torano gebrochen wird; an manchen Stellen des betreffenden Schliffs liegen die Kalkspathkörnchen einfach pflasterartig nebeneinander, an anderen Stellen ist die gegenseitige Verzahnung derselben mehr oder weniger deutlich. Vorzüglich und geradezu typisch ausgebildet ist die verzahnte Structur dagegen bei dem Statuario vom Monte Altissimo bei Seravezza[1]. Es ist dies ein schlagendes Beispiel dafür, dass die verzahnte Structur mit seiner technischen Qualität nicht in Zusammenhang gebracht werden kann. Accessorische Mineralien wurden in Dünnschliffen von Statuario nicht beobachtet. Dagegen war in dem Rückstand, welcher nach Auflösung einer etwas grösseren Menge in kalter Salzsäure hinterblieb, ziemlich viel Feldspath vorhanden. Derselbe war durchweg in Form krystallographisch umgrenzter Täfelchen ausgebildet, auf deren Tafelflächen eine Auslöschungsschiefe von etwa 5° und der Austritt einer positiven Bissectrix beobachtet werden konnte. Die geneigte Dispersion trat sehr deutlich hervor. Da ferner die Reaction mit Kieselfluorwasserstoffsäure ein Überwiegen der Kryställchen von Kieselfluorkalium über diejenigen des Kieselfluornatriums ergab, so dürften die Täfelchen grösstentheils dem Orthoklas angehören. Daneben ist zweifellos auch Plagioklas vorhanden. Quarz und Glimmer, die sonst fast überall vorhandenen Nebengemengtheile des körnigen Kalkes, konnten in dem Rückstand nicht nachgewiesen werden. Dass der erstere in gewissen Qualitäten des Statuario in ziemlich bedeutenden Mengen auftritt, wurde schon oben erwähnt.

Der Statuario bildet kleinere oder grössere Linsen im Ordinario, welche von diesem durch eine sie umhüllende Schale von grau- oder grünlichgelbem, fast dichtem Kalkstein, dem sogen. Tarso, getrennt sind. Der letztere ist mehr oder weniger dolomitisch und wird häufig von hellbraunen oder ockerfarbigen Adern durchzogen. U. d. M. bietet der Tarso fast das gleiche Bild wie der Grezzone: ein Gemenge winziger Körnchen, die nur ganz vereinzelt Zwillingslamellen aufweisen, aber recht gut untereinander verzahnt sind. Man

[1] Vergl. Taf. XI Fig. 1.

Digitized by Google

könnte darum glauben, es handelte sich hier um nicht umgewandelte Reste des ursprünglichen Kalksteins innerhalb der Marmormassen, indessen, das nicht allzu seltene Vorkommen gerundeter, bisweilen auch ganz scharfkantig begrenzter Quarzkrystalle innerhalb des Tarso belehrt uns, dass auch der letztere einer Umkrystallisation unterworfen gewesen ist. Neben Quarz bemerkt man Schwefelkies, besonders an der Grenze von Tarso und Statuario, sowie sehr selten winzige Blättchen von lichtem Glimmer.

b) Ordinario (Blanc clair).

Der Ordinario oder Bianco Chiaro ist ein sehr lichtgrauer, meistens zuckerkörniger Kalk. Er besitzt im Allgemeinen eine cavernöse Beschaffenheit und enthält an vielen Stellen Adern und Geoden, die von wasserhellen Quarz- und Dolomitkrystallen ausgekleidet sind. Eine merkwürdige Erscheinung bilden winzige Hohlräume von ellipsoidischer Form, die in ungeheuren Mengen, parallel untereinander angeordnet, den Ordinario gewisser Brüche erfüllen und das aus diesem stammende Material zur Politur ungeeignet machen. Die reinste Qualität des Ordinario führt als Handelsmarke die Bezeichnung „Bianco P.“; es ist dies ein vollkommen weisser, dem Statuario äusserlich ähnlicher Marmor, der nur in dünnsten Splittern durchscheinend ist. Die minder reinen Qualitäten sind theils etwas dunkler gefärbt, theils mit accessorischen Mineralien und zwar hauptsächlich von Schwefelkies oder einem lichtgrünen, talkartigen Mineral mehr oder weniger verunreinigt. Schliesslich ist noch der Ordinario venato, ein schwarz und weiss gestreifter Marmor, als besondere Varietät zu erwähnen. Bei der mikroskopischen Untersuchung treten Unterschiede der verschiedenen Varietäten namentlich in Hinsicht der Structur hervor, während die Nebengemengtheile stets die gleichen sind. Manche Dünnschliffe bestehen aus einem Gemenge ziemlich gleichmässig ausgebildeter, meist zwillingslamellirter Körner, deren gegenseitige Verzahnung wenig deutlich ist[1]. Andere lassen deutliche Zeichen mechanischer Beeinflussung erkennen: Verrutschungszonen, auf denen

[1] Vergl. Taf. XII Fig. 3.

Digitized by Google

die Kalkspathkörner zu einem feinen Sande zerrieben sind und wo es dann zur Neubildung von lichtem Glimmer, Quarz und Titanit gekommen ist. Ausserhalb solcher Zonen pflegt in diesen Schliffen die verzahnte Structur ziemlich gut entwickelt zu sein. Von accessorischen Mineralien treten fast überall lichter Glimmer und Quarz in geringen Mengen auf; letzterer zeigt oft undulöse Auslöschung und tritt z. Th. in Form der typischen, gerundeten Kryställchen auf, z. Th. ist er zweifellos secundäres Infiltrationsproduct. Ein weiterer Nebengemengtheil ist Dolomit, welcher an manchen Stellen makroskopisch sichtbare, bräunliche Adern und Nester bildet, die mit kalter Salzsäure gar nicht oder kaum brausen. Im Dünnschliff erkennt man dieselben leicht an dem vollständigen Fehlen der Zwillingslamellirung; die einzelnen Dolomitindividuen sind ziemlich gross, zeigen ganz unregelmässige Formen und zackig begrenzte Umrisse. Andere Blöcke, und zwar speciell solche, die u. d. M. die oben beschriebenen Verrutschungszonen aufweisen, sind von bläulichen oder gelblichen Kalkspathadern durchzogen, welche Schwefelkies und ein talkähnliches Mineral zu führen pflegen.

Um auch etwaige seltene Gemengtheile des Ordinario zu ermitteln, wurde von einer reineren Qualität ein ziemlich grosses Stück in kalter Salzsäure aufgelöst. Der Rückstand war zum weitaus grössten Theile aus denselben Feldspäthen zusammengesetzt, welche im Statuario nachgewiesen wurden und von denen die Mehrzahl dem Orthoklas, die Minderzahl einem Plagioklas angehören dürfte. Daneben waren Quarz und lichter, optisch zweiaxiger Glimmer nur in ganz untergeordneten Mengen vorhanden.

c) Bardiglio (Bleu turquin).

Der Bardiglio ist ein meist zuckerkörniger, grauer Marmor, der schon bei leichtem Beklopfen mit dem Hammer einen starken, sehr unangenehmen Geruch ausströmen lässt. Die Farbe wechselt von lichtgrau bis schwärzlichgrau, in manchen Varietäten stellt sich auch ein blaugrauer Farbenton ein (Bardiglio cupo). Eine besondere Varietät ist ferner der Bardiglio fiorito, ein lichtgrauer, von zahllosen fast schwarzen Adern, zweigartigen Gebilden, Wolken und Flecken

Digitized by Google

durchschwärmter Kalk. Sämtliche Bardigli sind, den Einflüssen der Witterung ausgesetzt, sehr wenig widerstandsfähig; sie bleichen aus und zerbröckeln, und zwar, wie GIAMPAOLI angiebt, am leichtesten die etwas grobkörnigeren Varietäten. DE STEFANI (128), welcher wegen des Geruches, den der Bardiglio beim Beklopfen ausströmt, annimmt, dass das Pigment desselben von flüchtigen Kohlenwasserstoffen gebildet werde, erklärt das Ausbleichen des Marmors an der Luft durch die Verflüchtigung dieser Verbindungen. GIAMPAOLI (53), bei dem man ältere Ansichten über die Natur des Pigmentes nachlesen kann, hält dasselbe für Kohle. Verfasser möchte dasselbe eher als Graphit ansehen, doch ist eine sichere Entscheidung hier kaum möglich.

Dünnschliffe von Bardiglio bieten, abgesehen von dem sehr reichlich vorhandenen Pigment, dasselbe Bild wie solche vom Statuario. Wie bei diesem ist die verzahnte Structur sehr verschiedenartig, bald fast gar nicht, bald ziemlich gut entwickelt, und ebenso sind Übergemengtheile kaum vorhanden. Hier und da findet sich ein Pyritkryställchen oder ein kleiner Fetzen von Plagioklas, in manchen Schliffen auch kleine Blättchen von lichtem Glimmer, der seines ziemlich grossen Axenwinkels wegen für Muscovit angesehen werden dürfte. Beim Auflösen eines grösseren Stückes Bardiglio in kalter Salzsäure hinterblieb ausser reichlichem schwarzen staubförmigen Pigment derselbe Feldspath (Orthoklas), der auch in den Rückständen des Statuario und Ordinario gefunden wurde; als bemerkenswerth verdient hervorgehoben zu werden, dass, obwohl eine viel grössere Menge Bardiglio in Salzsäure gelöst wurde als bei dem früheren Versuch Statuario, doch der Rückstand des letzteren viel bedeutender als derjenige des Bardiglio war. Gewisse Qualitäten von diesem scheinen demnach, immer abgesehen von dem Pigment, an Reinheit den Statuario noch zu übertreffen. GIAMPAOLI (53) beschreibt aus einem Bardiglio-Rückstand kieselige Gebilde verschiedener Form, theils einfach gebogene Stäbchen, theils spiralig gekrümmte Körperchen, die er für Spiculae von Kieselschwämmen hält. In den vom Verfasser untersuchten Proben war von solchen Resten keine Spur vorhanden, ja es konnten nicht einmal Quarzkörnchen darin nachgewiesen werden.

Digitized by Google

d) Paonazzo.

Der Paonazzo ist ein schwach gelblich gefärbter, sehr feinkörniger Kalk vom Charakter des Statuario, unterscheidet sich aber von diesem durch die schwarzen bis tiefvioletten Adern, Lagen und Flecken von Eisenglimmer, welche ihn in Menge durchsetzen. Wo dieselben recht gedrängt auftreten, kann das Gestein geradezu ein breccienartiges Aussehen erhalten. Diese Beschaffenheit verleiht dem Marmor, namentlich im polirten Zustande, ein hervorragend schönes Aussehen und macht ihn zu einer begehrten, in feinen Qualitäten sehr theuer bezahlten Handelswaare. U. d. M. zeigt die Kalkmasse normales Aussehen; die verzahnte Structur ist im Allgemeinen ziemlich gut, bisweilen recht gut ausgebildet. Der Eisenglanz ist meist völlig opak und im reflectirten Lichte blauschwarz und stark metallglänzend; nur vereinzelte Blättchen sind braunroth durchsichtig. Er bildet im Marmor zusammenhängende Adern, durchlöcherte, grob netzförmige Lagen und isolirte Flecken, die zu winzigen Dimensionen herabsinken können und dann nach Art eines Pigmentes einzelne Theile des Gesteins erfüllen. Von weiteren Übergemengtheilen ist Biotit der häufigste; er bildet recht kleine Täfelchen von meist grüner, seltener lichtbrauner Farbe. Daneben ist etwas grüne Hornblende nachweisbar, und hier und da wohl umgrenzte Plagioklaskrystalle, von denen einzelne etwas corrodirt und von massenhaften, staubförmigen Eisenglanzpartikelchen erfüllt sind.

Wie der Statuario, so bildet auch der Paonazzo Linsen und Nester im Ordinario, die von unreinen, scheinbar dichten Kalklagen schalenförmig umschlossen werden. Diese als „Tarso“ bezeichneten Lagen sind reich an accessorischen Mineralien, unter denen naturgemäss der Eisenglanz vorherrscht. Derselbe setzt gemeinsam mit Quarz, welcher in Form rundlicher Körnchen ebenfalls reichlich vorhanden ist, die Hauptmasse des Tarso zusammen. Interessant aber wird dieser durch seine nicht unbedeutende Turmalinführung. Dies Mineral, dessen Bildung auf pneumatolytischem Wege im Allgemeinen nicht zweifelhaft ist, tritt in Form scharf ausgebildeter, kleiner Prismen auf, bei denen die Absorption des ordentlichen Strahles nahezu vollkommen ist, während der

Digitized by Google

ausserordentliche eine licht-bräunlich-violette Färbung besitzt. Von weiteren Übergemengtheilen sind noch grüner Biotit, der die Schieferflächen des Tarso in mehr oder weniger zusammenhängenden Häuten überzieht, und nur mikroskopisch wahrnehmbarer, schwach pleochroitischer Epidot zu erwähnen.

Eine Varietät des Paonazzo ist der Paonazzetto von Boccanaglia, der vornehmlich durch seine rein weisse Grundfarbe gegenüber der schwach gelblichen oder röthlichen Färbung des gewöhnlichen Paonazzo charakterisirt wird. Wie dieser als eisenglanzführender Statuario, so kann der Paonazzetto als Bianco P. bezeichnet werden, der von Adern und Flecken von Eisenglanz erfüllt ist. In diesem Paonazzetto glaubt Giampaoli (53) Skapolith gefunden zu haben, eine Beobachtung, welche wiederum auf pneumatolytische Processe als Hauptursache der eigenartigen Beschaffenheit dieser Marmorvarietäten hinweist.

e) Rosa.

Mit diesem Namen werden ausser gewissen Marmoren auch einige röthlich gefärbte dichte Kalksteine bezeichnet, welche der rhätischen Formation angehören. Ein körniger Kalk ist der Rosa aus der Umgebung von Forno, in welchem weisse Partien von fast wachsartigem Aussehen mit zuckerkörnigen, rosa gefärbten in unregelmässiger Vertheilung abwechseln. Nester und Adern weissen Kalkspaths durchziehen das Ganze. U. d. M. zeigt sich die verzahnte Structur in ganz vorzüglicher Weise ausgebildet, und ein bräunliches Pigment, das jedenfalls aus Eisenhydroxyd besteht, ist flecken- und streifenweise vorhanden. Accessorische Mineralien wurden nicht beobachtet.

f) Cipolline.

Die Cipolline des Monte Brugiana bei Massa sind weisse, graue, grünliche oder gelbliche Kalke von verschiedenem Korn, die sich durch ihren Reichthum an accessorischen Mineralien von den bislang besprochenen Marmorvarietäten unterscheiden. In ihrer äusseren Erscheinung sind sie ziemlich mannigfaltig. So findet man unter ihnen

Digitized by Google

weisse, feinkörnige, geschieferte Kalke, deren Schieferflächen von grünem Glimmer gänzlich oder theilweise überzogen sind. Andere Varietäten sind undeutlich geschiefert, grünlich oder gelblich gefärbt und an einzelnen Stellen von Chlorit oder lichtem Glimmer erfüllt. Noch andere Handstücke zeigen unregelmässig abwechselnde Partien grauen Kalkes, der sehr viel dunklen Glimmer besitzt, und solche von gelblicher Färbung, die viel Hornblende führen. Bei der mikroskopischen Untersuchung findet man den Kalkspath durchweg reichlich zwillingslamellirt, die Structur aber von verschiedener Beschaffenheit. Die grobkörnigen Varietäten scheinen z. Th. stark mechanisch beeinflusst worden zu sein; die Zwillingslamellen sind stark gekrümmt, die einzelnen Körner greifen mit fein verzahnten Rändern ineinander, und manche Individuen sind vollständig zermalmt. Auch gewisse, in diesen Kalken enthaltene Übergemengtheile (Quarz, Biotit) zeigen typische kataklastische Erscheinungen. Bei anderen Varietäten, besonders bei allen feinkörnigen, ist von solchen mechanischen Structuren nichts zu bemerken; die Zwillingslamellen sind nicht im Mindesten gebogen, und von einer gegenseitigen Verzahnung der Kalkspathkörner ist wenig zu sehen. Was den Bestand an accessorischen Mineralien betrifft, so zeigen die beiden Typen darin keine Unterschiede. Unter den mikroskopisch zu beobachtenden Übergemengtheilen treten gewisse Mineralien der Epidotgruppe am Auffallendsten hervor. Von diesen spielt der eigentliche Epidot die Hauptrolle; er bildet bald rundliche Körner, bald deutlich prismatische Krystalle, zeigt einen ziemlich lebhaften Pleochroismus von farblos bis weingelb und ist häufig von massenhaften opaken, staubartigen Einschlüssen (vermuthlich Eisenglanz) erfüllt. Theils in unregelmässiger Verwachsung mit ihm, theils selbständige Individuen bildend, kommt ein schwach doppelbrechendes Glied derselben Gruppe mit intensiv blauen anomalen Interferenzfarben vor; dieses ist wegen der Lage seiner optischen Axenebene senkrecht zur Spaltbarkeit für Klinozoisit anzusehen. — Biotit von bräunlichgelben bis olivgrünen Farben tritt nur local häufiger auf; er ist in Umwandlung in Chlorit begriffen. Der letztere bildet grüne, lebhaft pleochroitische Blättchen mit normalen, grauen Interferenzfarben und führt

Digitized by Google

häufig Einschlüsse von Rutil. Lichter Glimmer bildet in manchen Cipollinen feine, mannigfach gewundene Lamellenzüge. Grüne Hornblende, pseudomorph nach einem Pyroxen, ist ziemlich selten. — Verbreiteter sind Quarz und Plagioklas, der erstere, in Form der bekannten gerundeten Pyramiden, zeigt in den stark gepressten Partien des Marmors die typische Mörtelstructur. Ziemlich verbreitet, wenn auch immer nur in winzigen Individuen auftretend, ist Titanit, der oft scharf begrenzte Querschnitte der Briefcouvertform aufweist. Dagegen ist das Vorkommen von Turmalin durchaus nur local; er bildet kleine Prismen vom gleichen Habitus wie in dem oben beschriebenen Paonazzo. Hier und da begegnet man schliesslich noch kleinen Durchschnitten von Apatit, sowie winzigen, stark lichtbrechenden, isotropen Körnchen, welche einem Spinell angehören mögen.

g) Brecciato.

Die Kalkbreccien von Stazzema bei Seravezza enthalten eckige Kalkbruchstücke der verschiedensten Grösse und von wechselnder Färbung in einer schwarzbraunen, meist einen Stich ins Röthliche oder Tiefviolette aufweisenden, ebenfalls aus Carbonaten bestehenden Verkittungsmasse. Die Bruchstücke zeigen meist weisse oder schwach röthliche Farbe und einen wachsartigen Habitus; sie brausen mit kalter Salzsäure ziemlich kräftig, während die cementirende Masse wenigstens eines Theiles der Breccien mit solcher gar nicht reagirt, also aus dolomitischem Material bestehen dürfte. U. d. M. ist diese Masse sehr feinkörnig, nicht zwillingslamellirt und stellenweise von braunen und schwarzen Pigmenten, die von Eisenverbindungen gebildet werden, verunreinigt. Ausserdem finden sich spärliche Quarzkörnchen darin. Dies Cement verkittet eckige Bruchstücke von zwillingslamellirtem Kalkspath, grössere und kleinere Blättchen von lichtem, optisch zweiaxigen Glimmer und prismatisch ausgebildete Diopsidkrystalle, welche von massenhaften Eisenerzeinschlüssen erfüllt sind.

Der Brecciato von Stazzema ist im polirten und geschliffenen Zustande ein prachtvoller Ornamentstein; grössere Pfeiler und Platten derselben sind jedoch wegen der Brüchig-

Digitized by Google

keit des Gesteins schwer zu gewinnen und werden dementsprechend theuer bezahlt. Aber auch scheinbar tadellose Blöcke bekommen oft nach kurzer Zeit Risse, so dass die Verwendung dieses Materials immer mit einem gewissen Risico verbunden ist.

Entstehung des Marmors.

Die Ansichten der älteren Autoren über die Bildungsweise der Marmorlager der Apuanischen Alpen findet man in GIAMPAOLI's schon mehrfach citirter Arbeit (53) zusammengestellt. Dieser selbst spricht sich im Sinn einer Regionalmetamorphose aus, d. h. einer Umwandlung des ursprünglichen Kalksteins durch das Zusammenwirken der Factoren Druck, Wärme und Wasser. Eine besondere Schwierigkeit bei allen Erklärungsversuchen der Gesteinsmetamorphose dieser Gegend ist in der Thatsache begründet, dass gerade die höheren Gebirgslagen (Marmore, Cipolline, zuckerkörnige Dolomite etc., sämmtlich zur oberen Trias gerechnet) umgewandelt sind, während die darunter liegenden, der mittleren Trias zugeschriebenen Grezzoni und die angeblich permischen *Orthoceras*-Kalke unverändert sind. Dieser Schwierigkeit begegnet GIAMPAOLI mit dem Hinweis, dass die Grezzoni sehr unrein sind und darum der Metamorphose mehr Widerstand entgegengesetzt haben sollen als die reineren Kalke, welche angeblich im Allgemeinen um so leichter krystallinisch werden, je reiner sie sind. Die letztere Behauptung ist zwar durchaus unbewiesen, aber andererseits ist es vielleicht auch falsch, die Grezzoni für nicht metamorphosirt anzusehen. Ihr durchaus gleichmässiges Korn und ihre vorzügliche verzahnte Structur lässt eine Umwandlung nicht unwahrscheinlich erscheinen, wobei die geringe Korngrösse vielleicht in der stark dolomitischen Beschaffenheit dieser Schichten ihre Erklärung findet.

Ehe wir zu weiteren Erörterungen übergehen, seien die bislang in den carrarischen Marmoren und Cipollinen beobachteten Mineralien zusammengestellt, wobei die ganz seltenen Vorkommnisse mit einem * versehen sind; es sind dies: Quarz, Orthoklas, Plagioklas, Muscovit, Biotit, grüne Hornblende, Chlorit, Epidot, Klino-

Digitized by Google

zoisit, Turmalin, Skapolith, Titanit, Apatit*, Rutil*, Schwefelkies, Eisenglanz, Magneteisen, Dolomit; hinzu kommen noch die von GIAMPAOLI (53) und D'ACHIARDI (4) aufgezählten, durchweg seltenen, meist nur in Spalten und Geoden vorkommenden Mineralien: Gyps, Flussspath, Malachit, Azurit, Zinkblende, Realgar, Auripigment, Schwefel. Was nun die Vertheilung dieser accessorischen Gemengtheile betrifft, so treten sie, wie aus der obigen Beschreibung hervorgeht, innerhalb des Statuario, Ordinario und Bardiglio recht spärlich auf; dagegen sind Paonazzo und Cipolline reicher an Übergemengtheilen, und zwar sind es vor Allem Eisenglanz, Turmalin, grüner Biotit, Chlorit, Mineralien der Epidotgruppe und Quarz in gerundeten Krystallen, welche diesen Varietäten ihren besonderen Charakter verleihen.

Zur Erklärung der Bildungsweise der carrarischen Marmore wurde bislang, da ein Eruptivgestein, welches eine Contactmetamorphose bewirkt haben könnte, in weitem Umkreis nirgends aufgeschlossen ist, hauptsächlich die Theorie des regionalen Dynamometamorphismus herangezogen. Diese nimmt bekanntlich als Hauptfactor der Gesteinsumwandlung den Gebirgsdruck an, welcher in seinen Wirkungen durch die Gebirgsfeuchtigkeit und die infolge der mechanischen Arbeit freiwerdende Wärme unterstützt wird. Falls die Marmore der Apuanischen Alpen wirklich dynamometamorpher Entstehung wären, so dürfte man wohl erwarten, Erscheinungen mechanischer Beeinflussung derselben in grosser Ausdehnung anzutreffen. Dies ist jedoch, wie aus der vorhergehenden Beschreibung der einzelnen Varietäten hervorgeht, nur ausnahmsweise der Fall; die grosse Mehrzahl der reinen Marmore zeigt keinerlei Wirkung mechanischer Kräfte. Ferner spricht der Mineralbestand der Cipolline mit ihrem reichlichen Gehalt an Mineralien der Epidotgruppe, an gerundeten Quarzkrystallen und an Turmalin gegen eine Bildung auf dem Wege des Dynamometamorphismus und macht vielmehr die Einwirkung vulcanischer Agentien auf diese Gesteine wahrscheinlich. Dazu kommt, dass im ganzen Gebiete Erscheinungen sich zeigen, welche auf stattgehabte postvulcanische

Digitized by Google

Processe von bedeutender Ausdehnung hinweisen. Dahin gehört vor Allem die massenhafte Eisenglanzbildung in gewissen Zonen des Statuario, der dann als Paonazzo bezeichnet wird; ferner das häufige Vorkommen des Turmalins im Paonazzo und in den Cipollinen, sowie das von Skapolith im Paonazzetto. Endlich werden auch mehrere Mineralien, die freilich nur sehr selten, auf Spalten vorkommen, als Product postvulcanischer, z. Th. wohl pneumatolytischer Processe zu deuten sein; es sind dies Flussspath, Realgar, Auripigment und Schwefel. Unter diesen Umständen liegt der Gedanke nahe, die Metamorphose der Kalke überhaupt derartigen Processen zuzuschreiben, und zwar im Wesentlichen wohl einer Durchtränkung der betreffenden Gebirgslagen durch heisse Quellen. Doch soll dieser Erklärungsversuch nur die Richtung angeben, in welcher spätere Untersuchungen über die Bildungsweise der carrarischen Marmore sich zu bewegen hätten; denn heute ist unsere Kenntniss der Gesteine der Apuanischen Alpen und ihrer Lagerungsverhältnisse zu gering, um über die Genesis und gegenseitige Metamorphose derselben bestimmte Theorien aufzustellen; vielmehr bedarf es noch ausgedehnter petrographischer Studien, bevor in dieser Hinsicht ein befriedigender Abschluss erreicht werden könnte. Hier soll nur betont werden, dass die gesammten Verhältnisse der Marmorlager von Carrara mehr auf eine Metamorphose durch vulcanische Agentien, als auf eine dynamische hinweisen, und dass im Besonderen die petrographische Beschaffenheit des Marmors eine Dynamometamorphose desselben als höchst unwahrscheinlich erscheinen lässt.

Predazzo.

Die Lagerungsverhältnisse der körnigen Kalke von Predazzo sind so allgemein bekannt und in den Arbeiten von Cotta (38) und Richthofen (108) und anderen mit solcher Ausführlichkeit erörtert worden, dass auf eine Beschreibung derselben hier verzichtet werden kann. Ebenso sollen auch die Contactzonen, welche an der Grenze von Monzonit und Kalk ziemlich regelmässig vorhanden und nach J. Lemberg (84) wesentlich aus Vesuvian, Granat und Gehlenit zusammen-

Digitized by Google

gesetzt sind, in dieser Arbeit nicht berücksichtigt, vielmehr nur eine Beschreibung des Marmors selbst, speciell der als Predazzit und Pencatit bezeichneten brucitreichen Varietäten desselben gegeben werden.

Wie bekannt, sind sowohl an den Abhängen des Dosso Capello westlich vom Avisio, als auch am östlichen Thalgehänge auf der Margola mehrere Steinbrüche im Marmor angelegt, aber zur Zeit sämmtlich aufgelassen, da das Gestein zur Bearbeitung mit dem Meissel sich nicht eignet. Das Material, welches diese Brüche liefern, ist auf beiden Thalseiten das gleiche, so dass eine gesonderte Besprechung der beiden Vorkommnisse nicht nöthig erscheint. Der Kalk ist durchweg ziemlich feinkörnig und braust mit kalter Salzsäure kräftig; die Färbung ist eine sehr wechselnde: bald weiss mit einem Stich ins Bläuliche, bald mehr oder weniger tiefgrau, sehr häufig auch roth, seltener gelblich oder grünlich. Die Vertheilung dieser Farben ist sehr mannigfaltig; so findet man weisse Kalke, die von intensiv rothen Adern durchzogen werden, ferner graue, schwarzgestreifte Kalke, rothe mit zahlreichen schwärzlichgrauen Flecken und Adern, Bänderkalke, bei denen weisse, dunkelgraue, lichtrothe und intensiv rothe Lagen abwechseln u. s. w. Grössere Gesteinscomplexe von einheitlicher Färbung kommen kaum vor. U. d. M. sind alle diese Kalke ziemlich reichlich zwillingslamellirt, die Structur ist meist gut verzahnt, und von mechanischer Einwirkung ist gewöhnlich nichts wahrzunehmen. Darnach sollte man glauben, es mit recht verbandfesten Gesteinen zu thun zu haben. Dass die Marmore von Predazzo diese Eigenschaft doch nicht besitzen, liegt zweifellos an ihrer reichlichen Mineralführung. Wirklich reine Varietäten scheinen gar nicht vorzukommen. Die beiden als „Predazzit“ und „Pencatit“ bezeichneten Abarten enthalten bekanntlich in grossen Mengen ein Mineral, welches früher allgemein für Brucit gehalten, von O. Leneček (86) aber für Hydromagnesit erklärt wurde. Die Steinbrüche an den Abhängen des Dosso Capello und der Margola sind grösstentheils in diesen Predazziten und Pencatiten angelegt worden. Daneben finden sich Kalke, die zwar jenes Mineral nicht führen, dafür aber in der Regel einen wesentlichen Gehalt an Magneteisen und Serpentin

Digitized by Google

aufweisen, zwei Accessoria, die häufig auch makroskopisch sichtbar sind. Zu diesen kommen bei der Untersuchung der Dünnschliffe noch einige andere hinzu.

Was nun zunächst Leneček's Hydromagnesit betrifft, so bildet derselbe im Dünnschliff rundliche oder eckige Durchschnitte, die von Oktaëdern herzurühren scheinen. Sie zeigen eine quarzähnliche Lichtbrechung und zwischen gekreuzten Nicols eine mehr oder weniger deutlich radialfaserige Structur, sowie an vielen Stellen eigenthümliche anomale, rostbraune Interferenzfarben, welche für Brucit charakteristisch sind, bei Hydromagnesit aber nicht vorkommen. Im Übrigen besitzen beide Mineralien annähernd denselben Grad der Doppelbrechung ($\gamma - \alpha$ etwa $= 0{,}02$); die Angabe Leneček's, dass der Brucit viel stärker doppelbrechend sei als der Hydromagnesit, ist unzutreffend. Hinzu kommt, dass der Hydromagnesit (Lancasterit), soweit bisher bekannt ist, u. d. M. gewöhnlich eine plagioklasähnliche Zwillingslamellirung aufweist. Was schliesslich die Beobachtung Leneček's betrifft, dass das Mineral in einer Lösung vom specifischen Gewicht 2,289 nicht untergesunken sei, während Brucit mit einem specifischen Gewicht von etwa 2,35 dies hätte thun müssen, so ist derselben bei der geringen Differenz dieser Zahlen entscheidende Bedeutung wohl kaum beizumessen. Unter diesen Umständen wird man die Einsprenglinge im Predazzit, wie dies früher geschehen und schon von Cotta (38) behauptet worden ist, als Brucit ansehen müssen. Hinsichtlich der sich hier anschliessenden Frage, nach welchem Mineral die faserigen Brucitaggregate pseudomorph sind, darf man dagegen wohl Leneček's Ansicht sich anschliessen, dass das ursprüngliche Mineral Periklas war. Dieser ist sogar noch dort erhalten, wo er in Form winziger Oktaëdereinschlüsse im Kalkspath auftritt. Von den frei im Gestein sich findenden Periklaskrystallen sind dagegen die kleineren in Serpentin, die grösseren in Brucit umgewandelt. Ausser in diesen Pseudomorphosen kommt der Brucit, wie auch Leneček angiebt, auf Kluftflächen des Marmors vor, wo er weisse, stark perlmutterglänzende Blättchen bildet. In beiden Fällen mag er seine Entstehung Thermalwässern verdanken, welche, wenn sie stark kieselsäurehaltig waren, den Periklas in Serpentin,

Digitized by Google

im entgegengesetzten Fall in Brucit umwandelten. Nächst den Brucitpseudomorphosen ist in den Predazziten und Pencatiten der Olivin der häufigste Übergemengtheil. Er zeigt rundliche Körnerform und ist in beginnender Serpentinisirung begriffen. Der Serpentin ist farblos oder schwach gelblich und unterscheidet sich nicht von dem aus Periklas hervorgegangenen. Chlorit und lichter Glimmer kommen im Allgemeinen nur spärlich vor. Ein seltener Übergemengtheil, der in keinem anderen der zum Zweck dieser Arbeit untersuchten Kalke gefunden wurde, ist der Perowskit; er bildet unregelmässig geformte Körner von tiefvioletter Farbe, die im reflectirten Lichte gelblich und diamantglänzend sind und zwischen gekreuzten Nicols z. Th. sich isotrop verhalten, z. Th. anomale Doppelbrechung zeigen. Von Erzen kommt in den Predazziten Eisenglanz vor, welcher secundär zugeführt erscheint, da er recht häufig den Grenzen der Calcit- und Brucitkörner entlang angeordnet ist. Die Pencatite verdanken ihre dunkle Färbung dem Magneteisen, welches in Form winziger Oktaëder namentlich die Brucitpseudomorphosen imprägnirt, daneben auch grössere, derbe, vielfach durchlöcherte Partien bildet. J. Lemberg (84) und O. Leneček (86) hielten dies Erz für Magnetkies, doch fehlt ihm durchaus die charakteristische bronzebraune Farbe des Letzteren.

Die Kalke, die nicht unter den Begriff der Predazzite und Pencatite fallen, d. h. keine Brucitpseudomorphosen führen, enthalten neben Serpentin, Chlorit, lichten Glimmer gelegentlich noch andere Übergemengtheile, von denen namentlich Fassait stellenweise sehr reichlich auftritt. Dieser ist sehr licht grüngefärbt und durchweg kurzprismatisch ausgebildet; manchmal sind zahlreiche dieser kleinen Prismen nahezu parallel dicht nebeneinander geordnet und bilden so gerade oder gebogene Reihen, welche den Schliff durchziehen. Weiterhin wurden in solchen Kalken beobachtet: Vesuvian in kleinen unregelmässigen Körnern mit normalen grauen Interferenzfarben, Spinell in grünen Oktaëdern, Magnetkies und Magneteisen. Dass auch noch andere Mineralien in den Kalken von Predazzo gelegentlich auftreten, ist bei dem Mineralreichthum der dortigen Contactgesteine durchaus wahrscheinlich, doch ist dem Ver-

Digitized by Google

fasser von solchen Beobachtungen bislang nichts bekannt geworden.

So naheliegend für die Erscheinungen bei Predazzo die Annahme einer Contactmetamorphose auch ist, so blieb dieselbe doch nicht ohne Widerspruch. Der bedeutendste dieser Gegner war wohl Justus Roth, welcher gegen eine Metamorphose des Kalkes durch Hitzewirkung namentlich zwei Gründe geltend machte, einmal die Anwesenheit von Brucit, der bei seinem 30 %igen Wassergehalt nur auf nassem Wege gebildet werden könnte, und dann diejenige von Eisenoxyduloxydhydrat, welches gewisse Bänder des Pencatits schwarz färbt und bei höherer Temperatur sich hätte oxydiren müssen. Auch J. Lemberg spricht sich entschieden gegen eine Schmelzung des Kalkes bei der Umwandlung aus, wie eine solche von Richthofen (108) angenommen worden war. Lemberg glaubt, dass die Kalke von Canzacoli auf wässerigem Wege umkrystallisirt sind, wobei jedoch die Lösung des Kalkes durch zwei Umstände erleichtert werden konnten: 1. durch die Wärme des benachbarten, noch nicht erstarrten Monzonits, und 2. durch den Gehalt des lösenden Wassers an gewissen Salzen (Chlornatrium, Natriumsulfat), welche seine Lösungsfähigkeit noch erhöhten. Die modernen Anschauungen über Contactmetamorphose nehmen insofern zwischen Richthofen's und Lemberg's Theorien eine Mittelstellung ein, als man zwar an eine Umschmelzung des Nebengesteins nicht mehr glaubt, indessen doch die Agentien der Umwandlung ausschliesslich in den vom erstarrenden Eruptivmagma abgegebenen Mineralbildnern erblickt, unter denen das gasförmige Wasser in erster Linie in Betracht kommt.

Monzoni.

Die Vorkommnisse von körnigem Kalk im Monzoni-Gebirge sind denen von Predazzo durchaus analog sowohl in Hinsicht der Lagerungsverhältnisse, als auch in derjenigen ihrer petrographischen Beschaffenheit. Das Eruptivgestein, welches die Umwandlung des Kalkes bewirkte, ist auch hier ein Monzonit, der an seinen Randzonen gern mehr basische Zusammensetzung annimmt. Die untersuchten Kalkproben stammen aus der Nachbarschaft des Le Selle-Sees, und

Digitized by Google

zwar von den Felswänden im Osten desselben, neben denen der Weg nach dem Le Selle-Pass sich hinaufzieht. Hier ist der der Hauptsache nach weisse Marmor von zahlreichen dunkelgrünen, mehr oder weniger zersetzten Melaphyrgängen durchschwärmt, unter denen ein einzelner durch seinen S-förmig gewundenen Verlauf schon von weitem besonders auffällt. Der Marmor zeigt verschiedene Korngrösse, doch herrscht ein mittleres bis feines Korn durchaus vor, während grobkörnige und scheinbar dichte Varietäten nicht gerade häufig sind. Was die letzteren betrifft, so erwähnt auch Doelter (151), dass unter den krystallinen Kalken des Monzoni-Gebirges nicht umgewandelte Schollen vorkommen, ohne dass aber auf der Karte eine Trennung des krystallinen von dem nicht krystallinen Kalk durchgeführt werden könnte. Der Marmor von Le Selle-See ist zwar im Grossen und Ganzen weiss oder schwach röthlich gefärbt, doch zeigt sich im Einzelnen dieselbe bunte Abwechselung wie bei Predazzo. So findet man Bruchstücke lichtgrauer Kalke, die von zahlreichen Adern schwarzen Kalkes durchschwärmt werden, bisweilen in der Art, dass gitterförmige Zeichnungen entstehen. An anderen Stellen herrscht ein dunkelgrauer Kalk vor, der von parallelen röthlichen Rändern und Streifen durchzogen wird. Andere Proben zeigen einen lagenweisen Wechsel rein weisser, feinkörniger, bläulicher, grobkörniger, röthlicher, an Brucitpseudomorphosen reicher und endlich grüner serpentinreicher Streifen. Noch andere stellen ein ganz buntes, unregelmässiges Gemenge rother, grauer, schwarzer und grüner Varietäten vor, zwischen denen weisser späthiger Calcit noch häufig ein Netzwerk von Adern bildet.

U. d. M. sind diese Kalke wenigstens zum grossen Theil so stark zwillingslamellirt, dass sie geradezu faserig erscheinen. Die verzahnte Structur ist ziemlich gut entwickelt, mechanische Structuren sind nur gelegentlich zu beobachten. Was die accessorischen Mineralien betrifft, so sei auch hier von einer Beschreibung der Contactzonen zwischen Kalk und Monzonit abgesehen, welche man in den Arbeiten Doelter's ausführlich behandelt findet. Die Kalke selbst kann man, wie die von Predazzo, in Predazzite, d. h. brucitführende, und in brucitfreie, welche dann häufig sehr reich an Serpentin

Digitized by Google

sind, eintheilen. Reine Varietäten scheinen auch hier nicht vorzukommen. Die Brucitaggregate sind wie in den Vorkommnissen von Predazzo beschaffen und stellen Pseudomorphosen nach Periklas vor, welcher in Form winziger Kryställchen, die als Einschlüsse im Kalkspath sich finden, noch erhalten ist. Daneben kommen in den Predazziten Aggregate eines chloritischen Minerals mit anomalen, blaugrauen Interferenzfarben und negativer Hauptzone ziemlich reichlich vor. Selten sind dagegen Biotit, Olivin, der in beginnender Serpentinisirung begriffen ist, sowie ein Mineral mit starker Licht- und sehr schwacher Doppelbrechung, dessen Durchschnitte den Austritt einer positiven Bissectrix und einen scheinbaren Winkel der optischen Axen von 90—100° erkennen lassen. Dasselbe dürfte zur Epidotgruppe gehören, kann aber infolge seines höchst spärlichen Auftretens nicht mit Sicherheit bestimmt werden. Was endlich den Serpentin der brucitfreien Kalke betrifft, so bildet er Aggregate von unregelmässiger Form, häufig auch kleine Adern im Marmor. Er ist zweifellos secundärer Entstehung, aber über das Mineral, aus welchem er hervorgegangen ist, lässt sich mit Sicherheit nichts mehr aussagen.

Ratschinges-Thal bei Sterzing.

Der Marmor des Ratschinges-Thals bei Sterzing bildet mehrere ausgedehnte Einlagerungen im Glimmerschiefer, welche auf den gegen das hintere Passeier Thal abstürzenden Kammhöhen (Hohe Kreuzspitze) ihren Anfang nehmen, zunächst in nordöstlicher, dann annähernd in östlicher Richtung streichen und auf der Nordseite des Ratschinges-Thals durchweg die höheren Gebirgslagen zusammensetzen. Bei Jaufensteg oberhalb der Gilfenklamm überquert der Marmorzug den Thalbach, ist unterhalb der Klamm ausschliesslich auf der Südseite anzutreffen und endigt plötzlich mit den steil abfallenden Felsen, welche die Ruine Reifenegg tragen. Die Glimmerschiefer, denen der Marmor eingelagert ist, sind nach Weinschenk (143) wohlgeschieferte, bräunlichgraue Gesteine, welche wesentlich aus Quarz, lichtem und dunklem Glimmer zusammengesetzt sind, einen hohen Gehalt an Titansäuremineralien aufweisen und daneben Granat, Klino-

Digitized by Google

zoisit, Orthit, Turmalin und eine Reihe anderer Nebengemengtheile führen. Durch diesen Mineralbestand, sowie durch die Erscheinung, dass auf den Schichtflächen sich häufig dunkle Flecken und knotenartige Erhöhungen einstellen, charakterisiren sich diese Schiefer, wie Weinschenk des Näheren nachweist, als Contactgesteine. In den Grenzzonen wechsellagern sie mit dem Marmor. Besonders interessant werden die Vorkommnisse des Ratschinges-Thals dadurch, dass in ihnen turmalinführende Pegmatite aufsetzen, welche sowohl die Glimmerschiefer als auch die Kalke und die gangförmig in diesen auftretenden Amphibolite durchdringen und daher als die jüngsten Bildungen dieses Gesteinscomplexes betrachtet werden müssen. Diese gesammten Lagerungsformen sind von Weinschenk (143) ausführlich geschildert worden; in derselben Abhandlung findet man ein sehr instructives Profil aus dem ersten Marmorbruch im Ratschinges-Thal, in welchem die in Rede stehenden Verhältnisse am klarsten zu übersehen sind.

Es sind im Ganzen drei Brüche im Marmorzuge des Ratschinges-Thals angelegt worden; von diesen ist der unterste, nahe dem Jaufensteg gelegene, welcher vom geologischen Standpunkt aus der am meisten besuchenswerthe ist, seit mehreren Jahren aufgelassen, der zweite, oberhalb des Kirchdorfs Inner-Ratschings gelegene, steht in vollem Betriebe und ist zugleich ein Fundort für die schönen, mit dem Marmor in Verband stehenden Amphibolite und Eklogite; der dritte, ganz hinten im Thalschluss in etwa 1800 m Höhe oberhalb Flading angelegte, ist nur zeitweise im Betrieb und bietet zur Beobachtung der gangförmig in den Marmor eindringenden Amphibolite vorzügliche Gelegenheit (vergl. das Profil). Das Material dieser drei Brüche ist im Grossen und Ganzen das gleiche; ein meist lichtgrauer bis fast weisser, gelegentlich auch bräunlich gefärbter, ziemlich grobkörniger Kalk, der beim Anschlagen einen stinkenden Geruch ausströmt. Local, aber meines Wissens nicht in den Brüchen, finden sich auch tiefer grau gefärbte Varietäten, welche die Eigenschaft des Stinkens beim Beklopfen in viel stärkerem Grade besitzen als die lichten Kalke, aber ihren dunklen Ton, dem Licht ausgesetzt, nach einiger Zeit vollständig verlieren und dann dem

Digitized by Google

normalen Sterzinger Marmor durchaus gleichen. Solche Varietäten wurden namentlich am Jaufensteg, aber an dem entgegengesetzten (Süd-)Abhang des Thals, anstehend beobachtet.

Der normale weisse Marmor zeigt u. d. M. reichliche Zwillingslamellen und eine vorzügliche verzahnte Structur[1]. Spuren mechanischer Beeinflussung fehlen bei diesem Typus. Von accessorischen Mineralien ist in erster Linie Dolomit zu nennen, welcher kleine runde Individuen bildet, die sich

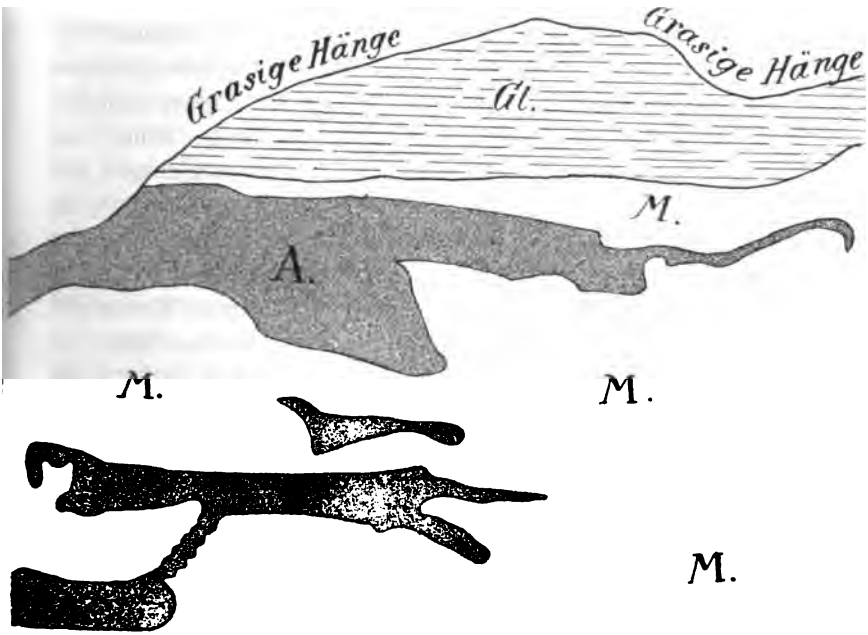


Fig. 1. Marmorbruch Flading. Gl = Glimmerschiefer; A = Amphibolit; M = Marmor.

durch ihr wasserhelles Aussehen von dem ziemlich trüben Kalkspath sehr deutlich abheben. Dieselben besitzen wenig oder gar keine Zwillingslamellen und niemals gezähnelte Ränder. Die übrigen Accessoria kommen so spärlich vor, dass sie im Dünnschliff für gewöhnlich nicht beobachtet werden können; zu ihrer Bestimmung wurde ein grösseres Stück Marmor in Salzsäure gelöst, worauf der Rückstand im Wesentlichen aus gerundeten Quarzkryställchen und sehr licht-

[1] Vergl. Taf. XI Fig. 2.

Digitized by Google

bräunlichem, optisch zweiaxigem Glimmer zusammengesetzt war. Ganz untergeordnet fanden sich Titanit und Rutil in winzigen Individuen. Nach Weinschenk kommt auch lichtgelblichbrauner Turmalin spurenweise in diesem Marmor vor. — Ein etwas abweichendes Bild bietet das Gestein des reichlich von Amphibolitgängen durchschwärmten dritten (Fladinger) Bruchs, insofern mechanische Structuren hier in sehr deutlicher Weise hervortreten. Äusserlich gleicht der Fladinger Marmor vollkommen dem aus den beiden unteren Brüchen stammenden, u. d. M. aber sind Biegungen und Verwerfungen der Zwillingslamellen, gequetschte und zertrümmerte Zonen, undulöse Auslöschung und zerfaserte Enden mancher Kalkspathindividuen sehr häufig wahrzunehmen, ohne dass darum das Gesammtbild des Marmors schon demjenigen des sogleich zu besprechenden wachsartigen Kalkes gliche; es ist vielmehr die überwiegende Mehrzahl der Körner noch in ihrer ursprünglichen Grösse erhalten, nur tragen sie die soeben beschriebenen Zeichen mechanischer Beeinflussung. Besondere accessorische Mineralien führt der Fladinger Marmor nicht. — Ganz untergeordnet tritt schliesslich ein dichter, weisser bis gelblicher Marmor von wachsartigem Aussehen auf, welcher von Weinschenk als Elfenbeinmarmor bezeichnet wird. Derselbe kommt meistens an den Grenzen gegen das Nebengestein vor und ist im höchsten Grade kataklastisch. Bereits makroskopisch sieht man vereinzelte, vor Zertrümmerung bewahrt gebliebene Calcitindividuen in der wachsartigen Grundmasse liegen; ausserdem kommen darin, was ziemlich auffallend ist, Adern und Nester normalen grobkörnigen Kalkes vor. U. d. M. ist das Bild entsprechend[1]. In der sehr feinkörnigen Grundmasse, deren winzige Bestandtheile höchst unregelmässig geformt und im Allgemeinen vorzüglich untereinander verzahnt sind, liegen zerfaserte und ausgezackte Reste grösserer Calcitindividuen, meist mit stark gebogenen Zwillingslamellen, hier und da auch Quarzkörner, welche z. Th. ebenfalls gänzlich zermalmt sind, sowie grössere, in mehrere Stücke zerbrochene, von Kalk- und Quarzeinschlüssen erfüllte Plagioklaskrystalle.

[1] Vergl. Taf. XIII Fig. 6.

Digitized by Google

Auch Lagen von weissem, zuckerkörnigem Dolomit, der mit kalter Salzsäure nicht im Mindesten braust, kommen gelegentlich im normalen Sterzinger Marmor vor und nehmen stellenweise den Habitus von Gängen an, wobei sie gegen den Kalk hin von einem grünen, wohl chloritreichen Salband begrenzt werden. Grössere Einlagerungen von Dolomit scheinen dem Kalkzug des Ratschinges-Thals zu fehlen; der Dolomit der Moarer Weissen am Schneeberg, in welchem die von Weinschenk (143) beschriebenen Crinoidenreste gefunden wurden, gehört einem anderen Zug körniger Carbonatgesteine an, der annähernd mit demjenigen des Ratschinges-Thals parallel streicht.

Die an accessorischen Mineralien reichen Lagen des Sterzinger Marmors zeigen häufig kataklastische Erscheinungen, und zwar in dem Grade und der Ausbildung, wie sie dem Fladinger Kalk eigenthümlich sind. Das unbewaffnete Auge gewahrt an solchen Stellen vorzugsweise dunklen, häufig völlig schwarzen, daneben auch lichten, silberglänzenden Glimmer, ferner Chlorit und schwarzgrüne Hornblende, welche sehr häufig garben- und fächerförmige Aggregate bildet. Nimmt man das Mikroskop zu Hilfe, so beobachtet man in solchen Vorkommnissen die folgenden Mineralien: Biotit, meist sehr tief gefärbt; daneben lichten, makroskopisch goldbraunen oder silberglänzenden, im Dünnschliff lichtbräunlichgelb gefärbten, ebenfalls optisch einaxigen Glimmer, der als Phlogopit anzusprechen ist, ferner gänzlich farblosen Glimmer mit grösserem Winkel der optischen Axen, also Muscovit. Sehr selten kommt endlich ein viertes Glied der Glimmerfamilie vor: der Chromglimmer oder Fuchsit, dessen smaragdgrüne Blättchen u. d. M. einen Pleochroismus von lichtgrünen zu gelblichen Tönen und einen ziemlich grossen Winkel der optischen Axen aufweisen. — Die in den Kalken auftretende Hornblende ist zumeist weniger tief gefärbt als diejenige der Amphibolite, hat aber mit dieser den blaugrünen Ton des der Längsrichtung zunächst schwingenden Strahles gemeinsam. Diese Hornblende tritt gelegentlich in poikilitischer Durchwachsung mit Plagioklas auf, indem sie grössere Krystalle desselben in ganz unregelmässiger Weise durchdringt; an anderen Stellen umgiebt sie gerundete

Digitized by Google

Plagioklasindividuen mantelförmig. Andererseits sind häufig grössere Hornblendekrystalle von zahlreichen Kalkspath- oder Quarzeinschlüssen erfüllt: also eine gegenseitige Durchdringung der hauptsächlichsten Gemengtheile, wie sie für alpine Contactgesteine so überaus charakteristisch ist. — Ein diallagähnlicher Augit kommt nur vereinzelt vor; Chlorit ist dagegen recht häufig und bildet meistens selbständige Blättchen, die theils normale dunkelgraue, theils anormale tiefblaue Interferenzfarben geben; seltener erscheint er in Form dünner Lamellen mit scharfen Grenzen dem Biotit eingeschaltet. Gelegentlich führt er Einschlüsse von Titanit. — Ein im Sterzinger Marmor sehr verbreitetes, aber dem blossen Auge gewöhnlich nicht sichtbares Mineral ist der Quarz, welcher in der Regel die bekannten gerundeten Pyramiden bildet und sehr häufig kataklastisch ist. Plagioklas ist ebenfalls häufig, aber nicht so verbreitet wie Quarz; er tritt zumeist in Form grösserer Krystalle auf, die von Kalkspath-, gelegentlich auch von Hornblendeeinschlüssen erfüllt sind. — Eine Reihe anderer Mineralien tritt im Gesammtbilde mehr zurück, da sie niemals grössere Individuen bilden, doch können sie keineswegs als selten bezeichnet werden. Hierher gehören: Zoisit und Klinozoisit, letzterer bisweilen schwach pleochroitisch (lichtgelblich bis grau), sowie Epidot, ferner Titanit, der in winzigen Kryställchen und Körnern allverbreitet ist; Rutil in Form gelber Nädelchen, die in Häufchen beisammenliegen, und Anatas, von dem sich gelegentlich pyramidale Kryställchen finden. Auch Apatit und Zirkon sind in geringen Mengen fast überall vorhanden, während Schwefelkies nur ganz vereinzelt angetroffen wird und andere Erze gar nicht vorzukommen scheinen.

Was den Contact des Marmors mit seinen Nebengesteinen (Glimmerschiefern, Amphiboliten, Epidositen etc.) anlangt, so ist vor allen Dingen hervorzuheben, dass zwischen beiderlei Felsarten meistens keine scharfe Grenze besteht, sondern dass gewöhnlich eine Übergangszone, in welcher sie miteinander gemischt erscheinen, sich dazwischen schiebt. Da nun mechanische Structuren in dieser Grenzzone durchaus fehlen, insbesondere der Kalk niemals gebogene Zwillingslamellen oder zermalmte Partien aufweist, so muss

Digitized by Google

man, wie Weinschenk (143) hervorhebt, schliessen, dass beide Gesteine zu einer gewissen Zeit in einem höchst plastischen Zustand sich befanden und erst nach erfolgter Mischung der Grenzzonen zur Krystallisation gelangten. An zwei Beispielen seien diese Verhältnisse kurz näher beschrieben; in dem einen Falle ist ein Glimmerschiefer, im anderen ein Epidotfels das mit dem Marmor in Contact tretende Gestein. In beiden Fällen ist der letztere noch in unmittelbarer Nähe der Übergangszone durchaus normal beschaffen und führt, wie gewöhnlich, gerundete Quarzkrystalle und etwas Phlogopit. An der Grenze gegen den Glimmerschiefer stellen sich dann sämmtliche wesentliche Gemengtheile des letzteren ein: Biotit, Plagioklas, Granat, Epidot, Klinozoisit, Titanit, unter denen dann der Kalkspath nur mehr als ein den übrigen gleichstehender Bestandtheil rangirt. In dem Beispiel des Epidotfelses, welcher im Wesentlichen aus einem pflasterartigen Gemenge von Epidot und Plagioklas nebst accessorischem Zoisit, Karinthin, Augit und Titanit besteht, ist die Übergangszone etwas schmäler entwickelt; es treten hier an der Grenze im Marmor namentlich blaugrüne Hornblende, Epidot und Plagioklas auf; zugleich greift der Kalk an vielen Stellen zungenförmig in den Epidotfels hinein.

Die Bildungsweise der Sterzinger Marmorlager wurde bislang fast allgemein dem Regionalmetamorphismus zugeschrieben, ohne dass jedoch eingehende, dies Thema behandelnde Studien bekannt geworden wären. Wie nun Weinschenk (143) nachweist, sind die den Marmor umgebenden Schiefer durchweg Contactgesteine, welche der directen Schieferhülle des nahen Centralgranits angehören. Mit diesem stehen zweifellos die zahlreichen Pegmatitgänge, welche Schiefer und Marmor durchsetzen, in Zusammenhang, und ebenso kann der Turmalingehalt dieser Gesteine nur durch postvulcanische Processe erklärt werden, welche von dem granitischen Herde ihren Ausgang nahmen. Dass nun auch der Marmor seine Umwandlung contactmetamorphischen Agentien verdankt, erhellt aus seinem reichlichen Gehalt an Contactmineralien, wie Phlogopit, Quarz in gerundeten Krystallen, blaugrüne Hornblende, Zoisit, Epidot, und zwar handelt es sich hier ebenso wie bei den fichtel-

Digitized by Google

gebirgischen und gewissen sächsischen Vorkommnissen um die von Weinschenk als Piezocontactmetamorphose bezeichnete Art der Gesteinsumwandlung, welche unter besonders gewaltigem Druck, der von den Factoren der Gebirgsbildung geliefert wurde, zum Vollzuge kam.

Vintschgau.

Die Marmorlager des Vintschgaus gehören, wie die des Ratschinges-Thals, einem ausgedehnten Zug körniger Carbonatgesteine an, welcher oberhalb der Troppauer Hütte im Laaser Thal beginnt und, an einigen Stellen unterbrochen, immer an den südlichen Abhängen des Etschthales bis in die Gegend von Naturns aushält. Die Streichrichtung ist sonach im Allgemeinen, wie diejenige fast aller Kalkzüge innerhalb der östlichen Centralalpen, eine nordöstliche. Die Marmore des Vintschgaus sind phyllitischen Gesteinen eingelagert, welche gelegentlich in Glimmerschiefer und Gneisse übergehen. Das Lager von Tarsch tritt mit einem pegmatitartigen Granit in Contact, ebenso wurden in einem Steinbruch am Eingang des Martell-Thals Pegmatitgänge im Marmor beobachtet. In den Brüchen vom Mitterwandl und vom Laaser Thal scheinen dieselben nur ganz untergeordnet aufzutreten, doch wurden immerhin auch an diesen Orten vereinzelte Pegmatitblöcke aufgefunden. Ebensowenig fehlen in den Vintschgauer Marmoren gangförmige Bildungen, die als stark veränderte basische Eruptivgesteine aufzufassen sind, aber nicht immer, wie es bei den Sterzinger Vorkommnissen der Fall ist, den Charakter von Amphiboliten besitzen, vielmehr häufig in phyllitartige Grünschiefer umgewandelt worden sind. Eine eingehende Beschreibung aller dieser phyllitischen Gesteine, welche bemerkenswertherweise oft reich an Turmalin sind, hat Weinschenk in seiner Abhandlung über die Tiroler Marmorlager (143) gegeben.

Der körnige Kalk des Vintschgaus ist durch zahlreiche Steinbrüche aufgeschlossen, von denen aber manche ziemlich unbedeutend und seit längerer Zeit aufgelassen sind. Der augenblicklich grösste und wichtigste von allen ist der Bruch am Mitterwandl im Göflaner Thal über Laas (in etwa

Digitized by Google

2300 m Höhe), zugleich der einzige, in welchem unterirdischer Abbau stattfindet; nächst diesem sind zwei im Laaser Thal zu nennen, welche noch heute im Betrieb stehen. Das Material dieser drei Brüche, welche ziemlich nahe beieinander liegen, ist im Allgemeinen das gleiche, während das thalabwärts gelegene Vorkommniss von Tarsch bei Latsch sowohl hinsichtlich der Lagerung als auch der Beschaffenheit des Marmors eine Sonderstellung einnimmt und daher für sich beschrieben werden soll.

a) Mitterwandl und Laaser Thal.

Der Laaser Statuenmarmor ist ein rein weisser, ziemlich feinkörniger Kalk, aber nicht so feinkörnig und auch weniger durchscheinend als der carrarische Statuario, letzterer freilich ohne den grünlichgelben Ton, den der Statuario im durchfallenden Lichte zeigt. Der wesentlichste Vorzug des Laaser gegenüber dem carrarischen Marmor besteht in der bedeutend höheren Widerstandsfähigkeit des ersteren gegenüber den atmosphärischen Agentien, einer Eigenschaft, gegenüber welcher die sprödere Beschaffenheit und die daraus folgende etwas grössere Schwierigkeit in der Bearbeitung des Laaser Materials nicht stark ins Gewicht fallen können, zumal für den Bildhauer ein weiterer Vorzug desselben, seine durchweg gleichmässige Beschaffenheit, hinzukommt. U. d. M. erscheint der Laaser Statuenmarmor stark zwillingslamellirt, bisweilen geradezu faserig; die verzahnte Structur ist im Allgemeinen nur mässig entwickelt; Biegungen der Zwillingslamellen sind hier und da vorhanden. Accessorische Mineralien kommen nur ganz untergeordnet vor; neben lichtem, optisch einaxigem Glimmer trifft man Körnchen von Quarz und Plagioklas sowie — ganz vereinzelt — solche von Schwefelkies. Auch in dem Rückstand, der nach dem Lösen eines grösseren Marmorstückes in Salzsäure hinterblieb, waren weitere Übergemengtheile nicht nachweisbar.

Vom rein weissen Statuenmarmor finden sich alle Übergänge zu mehr oder weniger tiefgrauen, theils homogen gefärbten, theils geflammten oder gestreiften Kalken. Ein lichtgrauer Marmor aus dem Laaser Thal, der durch parallele dunkle Streifen geschichtet erscheint, zeigte u. d. M.

Digitized by Google

eine sehr wechselnde Beschaffenheit der Structur. Es liess sich hier wieder die Erscheinung beobachten, dass gewisse Streifen, in denen ein schwarzes Pigment angereichert war, ein viel kleineres Korn aufwiesen als die pigmentarmen Stellen des Schliffs. Ferner erschien die verzahnte Structur bei den grobkörnigen Schichten viel besser ausgebildet als bei den feinkörnigen. Zwillingslamellen waren bei beiden ziemlich reichlich vorhanden und niemals gebogen. Die Übergemengtheile waren etwas häufiger als in dem reinen Statuenmarmor; es wurden beobachtet: Lichter Glimmer; Quarz, der zuweilen Mörtelstructur zeigt, voller Kalkspatheinschlüsse steckt und von Kränzen des schwarzen Pigments umgeben wird; Titanit in Körnern und spitzpyramidalen Durchschnitten, endlich Schwefelkies. — Auch der weisse wachsartige, stark kataklastische Marmor, wie er aus dem Ratschinges-Thal beschrieben wurde, fehlt den Vintschgauer Vorkommnissen nicht. Beide sind makro- wie mikroskopisch ziemlich gleich beschaffen; nur wurden in den Vintschgauer Proben keine die dichte Masse durchziehenden Adern normalen Marmors bemerkt. Auch hinsichtlich des Gehaltes an accessorischen Mineralien bietet der Vintschgauer Elfenbeinmarmor, bis auf das spurenweise Auftreten von Rutil, nichts Besonderes.

Innerhalb der Laaser Marmorlager kommen auch stark dolomitische Partien vor, und zwar scheinen sie von grösserer Mächtigkeit zu sein als im Ratschinges-Thal. Diese dolomitischen Kalke brausen mit kalter Salzsäure nur unbedeutend, sind durchweg von feinem Korn, lichtgrauer bis fast rein weisser Farbe, werden aber durch Verwitterung rostig. An accessorischen Mineralien sind sie sehr arm. U. d. M. tritt hinsichtlich der Zwillingslamellen ein Unterschied gegenüber den mehr kalkigen Marmoren nicht hervor, und auch die verzahnte Structur ist wie bei diesen nicht besonders ausgebildet; dagegen zeigen sich auffallende Unregelmässigkeiten der Korngrösse, die wahrscheinlich auf mechanische Vorgänge zurückzuführen sind, von denen sich in der häufigen Biegung der Zwillingslamellen und der faserigen Beschaffenheit mancher Körner noch weitere Anzeichen finden. Accessorische Mineralien waren auch mikroskopisch nur sehr spärlich

Digitized by Google

zu beobachten und beschränkten sich auf Blättchen von lichtem Glimmer und kleine Fetzen eines quarzähnlichen Minerals.

Die weniger reinen Kalklagen sind theils weisse oder graue Kalkglimmerschiefer, deren Schichtflächen bald von lichtbraunem, bald von dunklem Glimmer bedeckt sind, theils graugrün oder bräunlich gefärbte Cipolline, in denen namentlich Biotit, grüne Hornblende und Magneteisen makroskopisch erkennbar sind. U. d. M. erweitert sich die Reihe beträchtlich, wie man aus der folgenden Aufzählung und Beschreibung der in solchen Kalken vorkommenden Mineralien erkennt. Was zunächst die Glimmer betrifft, so sind die lichten Arten theils Muscovit, theils Phlogopit. Licht bernsteinfarbene Täfelchen des letzteren, die sich nahezu optisch einaxig verhalten, bedecken die Schieferflächen mancher Kalkglimmerschiefer. Im Dünnschliff ist der Phlogopit nahezu farblos, der Biotit zeigt die normale braune Färbung und starke Absorption. Er ist bisweilen in Umwandlung in Chlorit begriffen, doch kommen beide auch in paralleler Verwachsung miteinander vor, wobei die Grenzen durchaus scharf sind. Chlorit, der stets lebhaft grün gefärbt und pleochroitisch ist, bildet häufig auch selbständige Blättchen, die in manchen Lagen des Kalkes den weitaus vorherrschenden Übergemengtheil vorstellen, sowie zusammenhängende Häute, welche Kluftflächen im Marmor überziehen. — Auch von der Amphibolgruppe sind mehrere Glieder vertreten, darunter auch Tremolit, der aber nicht gerade häufig angetroffen wird. Verbreiteter sind zwei Hornblendevarietäten, von denen die eine noch sehr licht gefärbt ist und einen Pleochroismus von hellgrünen zu hellgelblichen Tönen aufweist, während die andere tiefer gefärbt, mit der in den Sterzinger Marmoren fast ausschliesslich vorkommenden blaugrünen, karinthinartigen Hornblende übereinstimmt. — Augit, der nur in einzelnen Lagen des Kalkes, hier aber in ziemlichen Mengen sich findet, ist z. Th. frisch, z. Th. in Uralitisirung begriffen, indem Hornblendenadeln ihn durchsetzen und stellenweise noch über die Ränder der Augitkrystalle hinauswachsen. — Quarz und Plagioklas sind allgemein verbreitet; der erstere überwiegt in den meisten Fällen und tritt gewöhnlich in Form gerundeter Kryställchen, seltener

Digitized by Google

in der von körnigen Aggregaten auf. Kataklastische Erscheinungen sind recht häufig wahrnehmbar. — Auch Mineralien der Epidotgruppe (Zoisit, Klinozoisit, Epidot) begegnet man nicht selten; sie bilden meistens schlecht ausgebildete prismatische Krystalle oder ganz unregelmässige Körnchen und Fetzen, die in manchen Fällen eine genauere Bestimmung nicht zulassen. Besonders wichtig ist das Auftreten des Turmalins, der an einzelnen Stellen der Lager sich anreichert und zumeist intensiv blau gefärbt und stark absorbirend ist. Fast allgemein verbreitet, wenn auch nur in Form winziger Individuen, sind Titanit und Rutil, während Apatit und Zirkon nur hier und da vorkommen. Was endlich die Erze betrifft, so spielt unter ihnen das Magneteisen die erste Rolle. Dasselbe bildet in manchen Kalkblöcken eingesprengte, z. Th. ziemlich grosse Körner, die sich zu Streifen aneinanderreihen. In zweiter Reihe sind Schwefelkies und Magnetkies zu nennen, die fast nur mikroskopisch beobachtet werden können; dasselbe gilt vom Eisenglanz, der in seiner braunroth durchsichtigen Varietät gelegentlich vorkommt.

Die Contactverhältnisse des Marmors und der ihn umgebenden Schiefer zeigen bei den Vintschgauer Vorkommnissen grössere Abwechselung, als bei denen des Ratschinges-Thals zu beobachten war. In manchen Fällen ist die Grenze zwischen Kalk und Schiefer ziemlich scharf; eine Mischzone beider Gesteine fehlt, höchstens sind vereinzelte Kalkspathkörner in der wesentlich aus Quarz, Biotit, Chlorit und Epidot zusammengesetzten Schiefermasse vorhanden. Der Kalk ist in solchen Fällen meist gut verzahnt, zeigt keinerlei mechanische Structuren und führt seine typischen Übergemengtheile (Quarz, Plagioklas, lichten Glimmer, Titanit, Rutil). In anderen Fällen ist es zwar auch nicht zur Bildung eigentlicher Mischzonen gekommen, doch hat sich eine Wechsellagerung zwischen Kalk und Schiefer ausgebildet, die gelegentlich äusserst dünnschichtig werden kann, wobei aber die Grenzen der einzelnen Lagen gegeneinander immer scharf bleiben. Auch hier ist der Marmor gut verzahnt und mechanisch nicht im Geringsten beeinflusst. Ein besonderer Fall, in welchem ein derartiges Gestein von einem kleinen senkrecht zur Schich-

Digitized by Google

tung durchsetzenden Hornblendegange durchbrochen wird, sei noch kurz beschrieben. Die Schiefermasse ist hier sehr feinkörnig, daher schwer analysirbar; sie scheint im Wesentlichen aus Quarz, Plagioklas, Biotit und Eisenerz zusammengesetzt zu sein. Der eingedrungene Hornblendegang enthält zwischen den durchweg prismatisch ausgebildeten, intensiv blaugrünen Hornblendekrystallen reichlich Kalkspathkörner und Bruchstücke der Schiefermasse. Er durchsetzt Kalk und Schiefer nicht gleichmässig, sondern erleidet an den Grenzen beider Gesteinslagen öfters Verwerfungen von minimalen Dimensionen, erscheint eine kleine Strecke am Schiefer „geschleppt" und innerhalb desselben in isolirte Stücke aufgelöst, während er im Kalk stets zusammenhängend fortsetzt. — An anderen Stellen des Contactes haben sich, im Gegensatz zu den bislang beschriebenen, mehr oder weniger breite Mischzonen gebildet; von einer regelmässigen Wechsellagerung, bei der im Dünnschliff die Grenze zwischen zwei Gesteinsarten jedesmal durch eine bestimmte Linie angegeben wird, ist hier nicht die Rede, vielmehr sind Kalk und Schiefer in durchaus unregelmässiger Weise ineinander gepresst und verknetet worden. Der im Allgemeinen gut verzahnte Marmor zeigt auch in solchen Fällen keine mechanischen Structuren, woraus, wie bei den analogen Sterzinger Vorkommnissen, mit Weinschenk zu schliessen ist, dass die Krystallisirung der beiden Felsarten erst nach ihrer Mischung erfolgt ist. In derartigen Mischgesteinen pflegen die kalkigen Partien, auch abgesehen von den in ihnen eingeschlossenen Schieferbruchstücken, besonders mineralreich zu sein; sie enthalten häufig viel Rutil, Tremolit, Turmalin, Titanit und Titaneisen. Die Schiefer gehören im Allgemeinen zwei Typen an, von denen der eine durch vorherrschenden Quarz, der andere durch vorherrschenden Plagioklas charakterisirt wird, zwischen denen sich aber natürlich auch Übergänge finden. Allen diesen Schiefern gemeinsam ist ihr Reichthum an lichtem oder dunklem Glimmer, Chlorit, Mineralien der Epidotgruppe und Titansäureverbindungen. Dazu kommen in manchen Typen blaugrüne Hornblende, die häufig auf den Schieferflächen makroskopisch sichtbare, garbenförmige Aggregate bildet, und Turmalin.

Digitized by Google

b) Tarsch.

Es wurde schon oben erwähnt, dass das Marmorlager von Tarsch mit einem pegmatitartigen Granit in Contact steht. Der Kalkzug streicht hier annähernd an der Grenze dieses Granites und der phyllitischen Schiefer. Der Marmor ist von sehr eigenartiger Beschaffenheit, in einer ziemlich feinkörnigen, weissen oder grauen Grundmasse liegen zahlreiche, schwarzgrau gefärbte, rundliche dolomitische Kalkspathkörner, die einen Durchmesser bis zu einem halben Centimeter erreichen und von Weinschenk als stark veränderte Crinoideenreste gedeutet werden. Diesem Aussehen entspricht auch das mikroskopische Bild. Grössere, wie bestäubt aussehende Calcitindividuen sind von einer feinkörnigen dolomitischen Kalkmasse wie von einem Cement verkittet, wobei die gegenseitige Verzahnung sowohl der kleinen Körner unter sich, als auch die der grossen mit den kleinen gut ausgebildet ist. Dass es sich hier nicht um eine Zertrümmerung des Kalkes handelt, bei der einzelne grössere Individuen erhalten geblieben wären, beweist das fast gänzliche Fehlen von Biegungen der Zwillingslamellen, von randlich ausgefaserten Individuen u. s. w. In den grösseren, von einem Pigment erfüllten Körnern liegen wasserhelle, schlecht ausgebildete Kryställchen von abweichender optischer Orientirung, die vermuthlich zum Dolomit gehören. Die übrigen Accessoria sind recht spärlich (lichter Glimmer, Schwefelkies, Feldspath mit kleinem Winkel der optischen Axen und negativer erster Mittellinie). Gewisse Lagen, und zwar nicht nur solche, die nahe dem Contact mit Grünschiefern oder Amphiboliten liegen, sind jedoch mineralreicher. In denselben findet man als vorherrschendes Mineral zumeist einen Biotit von lichtgelblichbrauner Farbe, bei dem die Absorption des parallel zur Spaltbarkeit schwingenden Strahles nicht bedeutend ist. Daneben sind lichter Glimmer, Chlorit, Rutil, Titanit allgemein verbreitet, während ein sehr lichter Turmalin, der im Dünnschliff parallel zur Hauptzone nahezu farblos, senkrecht dazu lichtgelb erscheint, nur local vorkommt. Die mineralreichsten Lagen des Tarscher Marmors sind jedoch die den Schiefern und Amphiboliten unmittelbar benachbarten. Am Contact mit diesen Gesteinen lässt sich die gewöhnliche

Digitized by Google

Varietät des Marmors mit den dunklen Tupfen ziemlich selten beobachten, viel häufiger tritt hier entweder der wachsartige, stark deformirte Kalk auf, oder ein normaler Marmor von mittlerem Korn, dem die eigenthümlichen grossen Kalkspatheinsprenglinge fehlen. Die Grenze zwischen Crinoideenkalk und dem dichten Marmor von wachsartigem Aussehen pflegt ziemlich scharf zu sein; in ihrer Nähe sind die dunklen Kalkspathkörner grösser und liegen näher beieinander als gewöhnlich, auch tritt hier ein goldbrauner Glimmer gelegentlich sehr reichlich auf. Zwischen Elfenbeinmarmor und Grünschiefer ist dagegen stets eine ziemlich breite Mischzone vorhanden, innerhalb welcher kleine Schieferbruchstücke mehr oder weniger gedrängt den Kalk erfüllen. Auch bei diesen Schiefern kann man, wie bei denen von Laas, einen Typus mit vorherrschendem Quarz und einen zweiten mit vorherrschendem Plagioklas unterscheiden; daneben ist, entsprechend dem Habitus des Gesteins als Grünschiefer, stets massenhaft Chlorit vorhanden, der aus Biotit hervorgegangen ist und reichliche Einschlüsse von Titanit und Titaneisen führt. Von mehr untergeordneter Bedeutung sind: lichter Glimmer, lichtgrüne Hornblende, Klinozoisit, Apatit, Zirkon, endlich schwach lichtbrechende Aggregate von lichtgelber Färbung, die zwischen gekreuzten Nicols sehr schwache Aggregatpolarisation zeigen und zum Serpentin gehören dürften. Was den Feldspath dieser Schiefer betrifft, so ist er häufig saussuritisirt, und zwar von radialstrahligen Aggregaten neugebildeter Zoisitmineralien erfüllt. Besonders interessant ist eines der Mischgesteine durch seinen bedeutenden Gehalt an Diallag. Die Individuen desselben sind im Dünnschliff farblos, reichlich zwillingslamellirt und in viele Stücke zerbrochen, zwischen welchen die Kalkmasse sich eingedrängt hat. Das Vorkommen von Diallag ist, wie Weinschenk (143) betont, wichtig für die Auffassung gewisser, den Marmor durchsetzenden Schieferlagen als ursprünglich gabbroartige Eruptivgesteinsgänge. — Es wurde schon oben darauf hingewiesen, dass der Marmor am Contact mit den Schiefern nicht immer den Charakter des starkdeformirten dichten „Elfenbeinmarmors" besitzt, sondern dass an vielen Stellen auch ein durchaus normaler, mechanisch nicht beeinflusster Kalk vorkommt. Die

Digitized by Google

Mischzonen, welche dieser letztere mit den Schiefern bildet, unterscheiden sich, abgesehen von der normalen Beschaffenheit des Kalkes, nicht wesentlich von den soeben beschriebenen. Nur am Contact solchen Marmors mit Amphibolitgängen sind die Verhältnisse insofern abweichend, als die Mischzone hier oft ziemlich schmal ist. Die Amphibolite enthalten neben der weitaus vorherrschenden lichtgrünen Hornblende, Biotit, Plagioklas, Klinozoisit, besonders aber reichlich Titansäuremineralien, darunter oft Titanit in ziemlich grossen Krystallen, dagegen fast gar keinen Kalkspath. Im Marmor findet man dementsprechend keine Bruchstücke des Amphibolits, sondern nur hier und da etwas Titaneisen und Klinozoisit. Die Mischung der beiden Gesteine ist also in solchen Fällen gewissermaassen nur angedeutet.

Da nach dem Vorhergehenden die Contactzonen von Kalk und Schiefer an manchen Stellen hervorragend kataklastische Structuren aufweisen, an anderen dagegen keinerlei Spuren von solchen erkennen lassen, so wird man mit Weinschenk annehmen, dass hier zwei zeitlich verschiedene Vorgänge stattfanden. Der eine, bei dem der Marmor in seinem innersten Gefüge zermalmt und von Bruchstücken des gleichfalls zerbrochenen Schiefers erfüllt wurde, erfolgte bei gewöhnlicher Temperatur; der andere, bei welchem die nämlichen Gesteine durcheinander geknetet wurden, ohne dass mechanische Structuren an solchen Stellen zu beobachten sind, muss in stark erwärmten Gesteinen vor ihrer Krystallisirung stattgefunden haben.

Für die Bildungsweise der Vintschgauer Marmore gelten dieselben Betrachtungen, auf welche bei der Besprechung der Sterzinger Lager aufmerksam gemacht wurde, wie denn die Verhältnisse bei beiden Vorkommnissen thatsächlich ganz analog sind. Auch in den Laaser Marmoren finden sich eine ganze Reihe typischer Contactmineralien, wie Phlogopit, strahlsteinartige Hornblende, lichter Augit, Quarz in gerundeten Kryställchen, Mineralien der Epidotgruppe, Magnetkies, und schliesslich als Product postvulcanischer Processe der Turmalin. Betreffs der geologischen Verhältnisse sei auf die Arbeit

Digitized by Google

Weinschenk's (143) verwiesen, in welcher dieselben einer ausführlichen Besprechung unterzogen sind. Das überall beobachtete Auftreten von Pegmatiten im Marmor und die reichliche secundäre Turmalinbildung in den phyllitischen Schiefern beweisen die Nachbarschaft eines granitischen Herdes, der in dem nicht allzuweit entfernten Martellgranit zudem offen zu Tage tritt. Was im Besonderen die Vorkommnisse vom Mitterwandl und vom Laaser Thal betrifft, so weist die feinkörnige Entwickelung der dortigen Marmore im Einklang mit der phyllitischen Beschaffenheit der Schiefer darauf hin, dass dieselben nur noch den äusseren Zonen eines granitischen Contacthofs angehören. Bei Tarsch dagegen tritt, wie schon mehrfach erwähnt, der Marmor mit dem Granit in directen Contact, wodurch die starke Metamorphose des dortigen ursprünglichen Crinoideenkalkes ihre Erklärung findet.

Allgemeine Ergebnisse.

Bei einer vergleichenden Betrachtung der im Vorhergehenden besprochenen körnigen Carbonatgesteine treten zunächst gewisse Unterschiede zwischen Kalken und Dolomiten hervor. Während die ersteren im Allgemeinen weiss oder grau gefärbt sind und grobes, mittleres und feines Korn in annähernd gleicher Häufigkeit zeigen, stellen sich bei den Dolomiten und den stark dolomitischen Kalken lichtbräunlich gefärbte Varietäten mindestens ebenso häufig wie weisse und graue ein, und was das Korn betrifft, so ist, worauf schon J. H. L. Vogt (140) aufmerksam gemacht hat, ein feines bei weitem vorherrschend. Ferner sind die dolomitischen Gesteine der Regel nach ärmer an Übergemengtheilen als die in demselben oder einem benachbarten Lager sich findenden kalkigen; derartige Verhältnisse sind z. B. bei den Vorkommnissen von Sinatengrün, im Fichtelgebirge, vom Zachenstein bei Crottendorf und bei denen des Vintschgaus vorzüglich zu beobachten. Ein für die mikroskopische Untersuchung wichtiges Kennzeichen der echten Dolomite bildet endlich die verhältnissmässig geringe Anzahl der Zwillingslamellen; doch gilt dasselbe nur

Digitized by Google

für solche Gesteine, die der Zusammensetzung eines Normaldolomits sehr nahe kommen, während selbst bei stark dolomitischen Kalken, wie es z. B. die Gesteine von Citronenhaus bei Wunsiedel und von Raschau bei Schwarzenberg sind, ein Unterschied in der Häufigkeit der Zwillingslamellen gegenüber magnesiaarmen Kalken nicht wahrzunehmen ist. In dieser Beziehung scheint die Regel Geltung zu haben: Nur solche dolomitische Gesteine weisen wenig Zwillingslamellen auf, welche mit kalter Salzsäure nicht im Mindesten brausen (Dolomite von Crevola, Crottendorf, Stemmas, Rothenzechau in Schlesien). — Eine weitere Eigenthümlichkeit der Structur vieler Carbonatgesteine, die mehr oder weniger gut ausgebildete gegenseitige Verzahnung der Individuen, scheint dagegen mit keiner anderen Eigenschaft der betreffenden Gesteine in Zusammenhang zu stehen. Sie findet sich sowohl bei Kalken wie bei Dolomiten und fehlt anderen Typen derselben gänzlich[1]. J. H. L. Vogt (140, 141) glaubte in der verzahnten Structur eine Eigenthümlichkeit des regionalmetamorphen Marmors gefunden zu haben, während der bei weitem grösste Theil der Contactmarmore dieselbe entbehren sollte. Nach Vogt ist allein der regionalmetamorphe Marmor, und zwar eben infolge seiner verzahnten Structur, als Ornamentstein verwendbar, während der Contactmarmor (mit ganz spärlichen Ausnahmen) als solcher unbrauchbar ist. Vergleicht man nun die Reihe der in dieser Arbeit untersuchten körnigen Kalke, so sind von den unzweifelhaften contactmetamorphen Marmoren die von Auerbach an der Bergstrasse, Miltitz bei Meissen und Berggiesshübel nicht verzahnt, wogegen die von Markirch im Elsass, Schelingen im Kaiserstuhl, Predazzo und dem Monzoni-Gebirge durchgehends eine vorzügliche Verzahnung aufweisen. Ebensowenig stimmt die Sache bei den „regionalmetamorphen" Marmoren. Hier zeigen zwar die griechischen und die alpinen Vorkommnisse im Allgemeinen eine mässige bis gute Verzahnung, aber schon bei den carrarischen Typen halten sich verzahnte und nicht verzahnte Varietäten annähernd das Gleichgewicht. Bei den körnigen Kalken des Fichtelgebirges, die bislang stets für

[1] Vergl. Taf. XI und XII.

Digitized by Google

regionalmetamorphen Ursprungs gehalten wurden, ist die gegenseitige Verzahnung mit geringen Ausnahmen sehr wenig deutlich oder fehlt gar vollständig, und was die sächsischen Vorkommnisse betrifft, so sind die Kalke und Dolomite von Crottendorf gut verzahnt, während der Kalk des in nächster Nachbarschaft gelegenen Lagers von Oberscheibe nicht die geringste Verzahnung erkennen lässt. Hieraus erhellt, dass die verzahnte Structur kein Kriterium ist, welches bei einer Eintheilung der Marmore in contactmetamorphe und regionalmetamorphe benutzt werden könnte. Dass sie auch bei der Frage der Wetterbeständigkeit der Marmorsorten nicht von entscheidender Bedeutung ist, hat bereits Weinschenk (143) nachgewiesen, welcher betonte, dass der oft ganz vorzüglich verzahnte Statuario von Carrara das am wenigsten widerstandsfähige Marmormaterial darstellt, welches überhaupt verarbeitet wird, während der nur mässig verzahnte Laaser Statuenmarmor viel wetterfester ist. Dass andererseits auch nicht verzahnte Marmore einen guten Ornamentstein liefern, zeigen uns die Vorkommnisse von Ornavasso und Crevola bei Domodossola; der Marmor von Ornavasso wurde zum Bau des Domes von Mailand, der Certosa di Pavia, sowie des Domes in Florenz verwendet, während aus dem Dolomit von Crevola der Dom von Pavia erbaut wurde. Auch die Pelluciditat gewisser Marmore kann mit ihrer verzahnten Structur nicht in Beziehung gebracht werden. Man ersieht dies schon am Beispiel des carrarischen Statuario, welcher, wie schon mehrfach erwähnt, z. Th. hervorragend gut, z. Th. beinahe gar nicht verzahnt, dabei aber stets annähernd gleich stark durchscheinend ist. Ferner giebt es einen Dolomitmarmor (von Etusis in Deutsch-Südwestafrika), dessen Körner pflasterartig mit grösstentheils geradlinigen Begrenzungslinien aneinander stossen und so wenig Verbandsfestigkeit besitzen, dass sie bei Herstellung des Schliffes zum grossen Theil ihren Zusammenhang eingebüsst haben; eben dieser Dolomit ist etwa so durchscheinend wie der Laaser Statuenmarmor. Schliesslich wäre noch die Frage zu erörtern, ob die verzahnte Structur etwa auf mechanische Einwirkungen zurückgeführt werden könnte. Wäre dies der Fall, so müssten Kalke mit guter Verzahnung auch stets Biegungen der

Digitized by Google

Zwillingslamellen, sowie randlich zerfaserte und theilweise zertrümmerte Körner aufweisen. Dies kommt nun allerdings vor, ist aber keineswegs die Regel. So sind die gut verzahnten Kalke von Markirch, Schelingen, Carrara, ferner die untersuchten griechischen Marmore keineswegs kataklastisch; bei den Marmoren des Ratschinges-Thals wechseln mechanisch beeinflusste mit ungestörten Partien, ohne dass etwa bei letzteren die Verzahnung schlechter ausgebildet wäre, und andererseits fehlt vielen kataklastischen Kalken (Miltitz, Oberscheibe, Ornavasso) die verzahnte Structur vollständig. Diese lässt sich demnach nicht auf mechanische Vorgänge zurückführen, scheint mit keiner Eigenschaft der betreffenden Marmore in Zusammenhang zu stehen und gestattet insbesondere keinen Schluss auf technische Brauchbarkeit oder Unbrauchbarkeit des Marmors. Die Frage nach ihrer Entstehung und Bedeutung bleibt daher bis auf Weiteres offen.

Auch in dem Mineralbestande glaubte Vogt charakteristische Unterschiede zwischen contact- und regionalmetamorphen Marmoren feststellen zu können. Nach ihm sind typische Übergemengtheile der ersteren: Granat, Vesuvian, Skapolith, Wollastonit, Pyroxene, Amphibole, Epidot, Chondrodit, Feldspäthe. Turmalin, Spinell u. A. Für Regionalmetamorphismus sollen dagegen bezeichnend sein: Quarz, Strahlstein, Glimmer (auch Chromglimmer), Talk, Chlorit, Eisenglanz, Rutil. Dass diese Unterscheidung sich nicht aufrecht erhalten lässt, dass vielmehr in den meisten „regionalmetamorphen" Marmoren sich echte Contactmineralien finden, dürfte im speciellen Theil dieser Arbeit zur Genüge nachgewiesen worden sein. Wohl sind innerhalb der körnigen Kalke zwei verschiedene Typen erkennbar, allein ihre Unterschiede sind nicht derart, dass man ihnen, wie Vogt es thut, ganz verschiedenartige Bildungsweise zuschreiben könnte. Der eine Typus, welcher vorzüglich durch die Vorkommnisse von Auerbach, Markirch und Predazzo illustrirt wird, charakterisirt sich durch das Vorkommen von Granat, Wollastonit, Vesuvian, Diopsid und Periklas; er repräsentirt die normale Contactmetamorphose. Dem

Digitized by Google

anderen Typus gehört die Mehrzahl der sogen. regionalmetamorphen Marmore an, insbesondere zeigen diejenigen des Fichtelgebirges, des Ratschinges-Thals und Vintschgaus die hierher gehörenden Erscheinungen in typischer Weise. In körnigen Kalken dieser Art spielen die mehr oder weniger gerundeten Quarzkrystalle eine grosse Rolle, von übrigen Mineralien herrschen Glieder der Glimmer-, Chlorit-, Amphibol- und Epidotgruppe bei weitem vor. Wollastonit, Vesuvian, Spinell und Periklas finden sich in solchen Kalken niemals; dagegen ist eine Anzahl anderer Contactmineralien, wie Phlogopit, Forsterit, Epidot, Magnetkies auf beide Typen ziemlich gleichmässig vertheilt. Die etwas abweichende Mineralparagenese der „regionalmetamorphen" Marmore findet, wie dies im speciellen Theil bei den einzelnen Vorkommnissen im Besonderen dargelegt wurde, durch die Annahme einer Piezocontactmetamorphose ihre ausreichende Erklärung. Bei einer solchen unter besonders hohem Druck von Statten gehenden Umwandlung war die Bildung von Wollastonit unmöglich, da unter diesen Umständen die Kieselsäure die Kohlensäure des Kalkes nicht verdrängen konnte; sie blieb vielmehr frei und krystallisirte in Form der typischen, gerundeten Quarzkrystalle aus. Aus demselben Grunde kam es auch nur ausnahmsweise zur Bildung von Kalkthonerdesilicaten (Granat, Vesuvian). Bei der Umwandlung dolomitischer Kalksteine konnte kein Periklas entstehen, da die Kohlensäure des Magnesiacarbonates keinen Raum zum Entweichen fand. Ebensowenig wurde der in normalen Contactkalken so häufige Spinell gebildet; an seine Stelle tritt der specifisch schwerere Korund. Im Übrigen musste die Entstehung solcher Mineralien begünstigt werden, welche gewisse Mengen des mineralbildenden Wassers festhielten, also Glimmer, Chlorit und Glieder der Epidotgruppe.

Die Unterscheidung zwischen den beiden geschilderten Typen von körnigen Kalken ist jedoch nicht in allen Fällen mit Sicherheit möglich, ja es scheint innerhalb mancher Lager eine locale Verschiedenheit der bei der Umkrystallisation herrschenden Verhältnisse bestanden zu haben. So weist der körnige Kalk von Miltitz bei Meissen, dessen Bildung durch normale Contactmetamorphose von keiner

Digitized by Google

Seite bezweifelt wird, im Allgemeinen eine „regional-metamorphe" Paragenesis auf, nämlich Quarz, Glimmer, grüne Hornblende, Schwefelkies und Titanit, während Granat, Vesuvian, Diopsid etc. nur local an der Grenze von Schiefer und Kalk auftreten. Ein weiteres Beispiel liefern die von H. Hammer (60) kürzlich beschriebenen Kalkcontactzonen um die Pegmatitgänge der Ortler Alpen. Hammer betrachtet das Vorkommen dieser Zonen, in denen sich namentlich Granat, Malakolith, Titanit und Mineralien der Epidotgruppe finden, als geeignet, die Ansicht Weinschenk's, dass die dortigen körnigen Kalke, zu denen auch der Laaser Marmorzug gehört, sämmtlich piezocontactmetamorph seien, zu widerlegen. „Wenn," so frägt er, „die unter Druck erfolgte Contactwirkung alle diese Schiefer und Kalke gleichmässig umgewandelt hat, warum ist dann die Contactzone der in unmittelbarem Zusammenhang mit dem ganzen plutonischen Vorgang stehenden Pegmatite von den Kalken nicht auch piezocontactmetamorph geworden?" Darauf ist zu erwidern, dass dort, wo neben der speciellen, von den freigewordenen Mineralbildnern ausgehenden Contactwirkung noch eine kräftige Hitzewirkung zur Geltung kam, also in der nächsten Nähe des Eruptivgesteins, die Bildung derartiger Silicate (Granat, Diopsid) besonders begünstigt wurde. Das Material, welches bei Entstehung derselben Verwendung fand, dürfte zum grossen Theil nicht aus dem Kalk, sondern aus dem Eruptivmagma herstammen, besonders ist dies bei den von Hammer erwähnten Granatknollen im Kalk in hohem Grade wahrscheinlich. Ganz analoge Verhältnisse wie bei diesen Ortler Kalken liegen auch bei dem Marmor von Miltitz vor; auch hier sind an gewissen Stellen in der Nähe des Eruptivgesteins Contactmineralien zur Ausbildung gekommen, die sich in der Hauptmasse des Kalkes nicht finden, und deren Bildung daher ebenso zu erklären sein dürfte wie die der Contactzonen um die Ortler Pegmatitgänge.

Paragenesis der körnigen Kalke und Dolomite.

Die heute als körnige Kalke und Dolomite entwickelten Gesteinscomplexe sind wohl ausnahmslos organogenen und zwar in überwiegender Mehrzahl zoogenen Ursprungs.

Digitized by Google

Es liegt daher nahe, vor Allem nach dem Schicksal der organischen Substanzen bei der Umwandlung zu fragen. Dieselben waren in den ursprünglichen dichten Kalksteinen im Wesentlichen in feiner Vertheilung als kohliges Pigment enthalten, welches bei der Metamorphose zum grössten Theil in Graphit umgewandelt wurde. Daneben blieben auch gasförmige Verbindungen von höchst eigenthümlichem und unangenehmem Geruch bestehen, welche schon in gewissen dichten Kalksteinen, den sogen. Stinkkalken, enthalten sind und sich beim Beklopfen derselben besonders bemerkbar machen. Dieselben wurden bisher gewöhnlich für Schwefelwasserstoff gehalten. Aber abgesehen davon, dass der Geruch dieser Verbindungen mit dem des Schwefelwasserstoffs nicht übereinstimmt, sondern eher an menschliche Fäces erinnert, geben dieselben auch keineswegs die Reactionen auf Schwefel, wenn man Stücke des betreffenden Marmors unter gewissen Flüssigkeiten (Wasser, Äther) pulverisirt und die so erhaltenen Lösungen prüft. Über die eigentliche Natur dieser Verbinduugen liessen sich jedoch keine Anhaltspunkte gewinnen.

Von den hier untersuchten Marmoren geben der Bardiglio von Carrara und der normale Sterzinger Marmor den stärksten Geruch beim Beklopfen; übertroffen werden sie noch von einem grauen Marmor von Wolfsburg in Kärnthen. Man ersieht aus dem Sterzinger, dass die in Rede stehende Eigenschaft keineswegs an eine kräftige Graufärbung der Kalke gebunden ist, denn dieser ist nahezu rein weiss.

Da die Schalen der gesteinsbildenden Organismen mit wenigen Ausnahmen keinen phosphorsauren Kalk enthalten, so wird man nicht erwarten, Apatit in allgemeiner Verbreitung in den körnigen Kalken anzutreffen. Es ist dies in der That auch nicht der Fall: in den meisten Marmoren findet man überhaupt keinen, in einer kleinen Minderzahl nur sehr spärlichen Apatit; nur ganz vereinzelt, z. B. im körnigen Kalk des Kaiserstuhls, tritt derselbe in grösseren Mengen auf, und in solchen Fällen wird es zweifelhaft sein, ob er schon im ursprünglichen Kalkstein vorhanden war oder während der Umkrystallisation demselben durch pneumatolytische Processe zugeführt wurde.

Digitized by Google

Von den weiteren Verunreinigungen der gewöhnlichen Kalksteine ist zunächst die Kieselsäure zu besprechen, welche in Form kleiner Quarzkörner und -kryställchen wohl immer vorhanden ist und auch als lösliche Kieselsäure häufig nachgewiesen wurde. Die Kieselsäure findet bei der Umkrystallisation der Kalke zunächst zur Bildung mannigfacher thonerde- und magnesiahaltiger Silicate Verwendung; erst wenn keine Verunreinigungen des Kalkes mehr vorhanden sind, welche zur Entstehung derartiger Silicate Veranlassung geben können, verbindet sich bei normaler Contactmetamorphose der grössere Theil der noch übrigen Kieselsäure mit Kalk zu Wollastonit, während der kleinere in Form mehr oder weniger gerundeter Quarzkryställchen ausscheidet. Bei der Piezocontactmetamorphose entsteht kein Wollastonit, sondern sämmtliche nach Bildung der Thonerde- und Magnesiasilicate noch übrige Kieselsäure krystallisirt als Quarz aus.

Die thonigen Beimengungen der Kalksteine erfuhren ebenfalls, je nach den Bedingungen der Umkrystallisation, verschiedene Schicksale. Zunächst ist bemerkenswerth, dass die eigentlichen Thonerdesilicate (Andalusit, Disthen), sowie der in anderen Contactgesteinen so häufige Cordierit stets fehlen. Von Kalkthonerdesilicaten finden sich in Kalken, die der normalen Contactmetamorphose unterlegen sind, Kalkgranat, Gehlenit, Vesuvian, Anorthit, während unter den Bedingungen der Piezocontactmetamorphose namentlich Glieder der Epidotzoisitgruppe und verschiedene Plagioklase zur Ausbildung gelangten. Von alkalireichen Thonerdesilicaten kommen hauptsächlich die Glimmer in Betracht, von denen in normal contactmetamorphen Marmoren vorwiegend Phlogopit, in piezocontactmetamorphen daneben auch Biotit und Muscovit in grossen Mengen entwickelt sind. Bemerkenswerth ist endlich, dass in Kalken der letzteren Art Aluminate (Spinelle) durchaus fehlen; an ihrer Stelle scheint hier und da Korund gebildet zu werden.

Vielleicht noch mannigfaltiger als das Schicksal der thonigen Beimengungen ist dasjenige des Magnesiacarbonats. Während dasselbe in vielen Fällen bei der Umkrystallisation als solches erhalten blieb und zur Entstehung dolomitischer

Digitized by Google

Kalkmarmore und echter körniger Dolomite führte, gab in anderen Fällen, in denen die Umkrystallisation unter verhältnissmässig geringem Druck stattfand, das Magnesiacarbonat, wenigstens z. Th., seine Kohlensäure ab, so dass es zur Bildung von Magnesiumoxyd (Periklas) kam. Letzterer unterlag mitunter weiteren Veränderungen, durch Einwirkung von Thermalwässern wurde er in Brucit oder, wenn diese stark kieselsäurehaltig waren, in Serpentin umgewandelt. In den meisten Fällen ging jedoch ein grosser Theil der Magnesia in Silicate über, und zwar sowohl in eigentliche Magnesiasilicate (Forsterit, Humitgruppe) als in Kalkmagnesiasilicate (Pyroxene, Amphibole) und Thonerdemagnesiasilicate (Biotit, Phlogopit, Chlorit). Von den Letzteren ist der Chlorit zwar häufig nur Umwandlungsproduct der Glimmer; in manchen Fällen aber, wo er in paralleler Verwachsung mit Glimmer, scharf von diesem abgegrenzt, auftritt, dürfte er gleichzeitig mit demselben entstanden sein. Dagegen ist ein anderes Magnesiasilicat, der Serpentin, stets secundär, und zwar in den meisten Fällen aus Forsterit, seltener aus Humit und Periklas hervorgegangen.

Im Gegensatz zu den bislang aufgezählten Mineralvorkommnissen in den körnigen Kalken stehen einige andere Verbindungen, deren Elemente z. Th. wenigstens in den ursprünglichen Kalksedimenten nicht vorhanden waren, sondern aus dem die Umwandlung bewirkenden Eruptivgestein stammen, z. Th. vielleicht auch erst durch spätere postvulcanische Processe in den Kalk gelangt sind. Hierher gehören Turmalin, Skapolith, vielleicht auch Apatit, dann die im körnigen Kalk recht selten auftretenden Mineralien Flussspath und Topas, sowie die Glimmer, deren Hydroxylgehalt aus dem Eruptivgestein stammen dürfte. Ferner wird der bei weitem grössere Theil der im Marmor vorkommenden Erze hierher zu rechnen sein, wenn gleich im einzelnen Fall die Entscheidung, ob das Erz schon primärer Bestandtheil des Kalksteins war oder erst secundär zugeführt wurde, häufig recht schwierig sein kann. So wird man Magneteisen und Titaneisen gewöhnlich für primär, Eisenglanz und die meisten geschwefelten Erze für secundär ansehen, während bei dem allerhäufigsten Erz des

Digitized by Google

Marmors, dem Schwefelkies, in den meisten Fällen keine sichere Entscheidung zu treffen ist. Aber nicht nur Erzen, sondern auch manchen im Vorhergehenden erwähnten kalkhaltigen Silicaten wird man, wenn sie unter gewissen Verhältnissen vorkommen, eine Herkunft aus dem Eruptivgestein zuschreiben müssen. Dies gilt namentlich für die theils knollenförmigen Concretionen, theils mehr bankartigen Einlagerungen von Granat, Wollastonit, Diopsid, Strahlstein u. s. w., welche an manchen Orten in der Nähe der Grenze des Eruptivgesteins sich im Kalk finden und, wie schon früher erwähnt, ausschliesslich auf Stellen beschränkt sind, wo neben der durch die Mineralbildner erzeugten Contactwirkung auch die vom Eruptivgestein ausgehende Hitzewirkung bedeutend war. Hierher gehören vor Allem die als Skarn bezeichneten Kalksilicathornfelse der an Kalk gebundenen oxydischen Erzlagerstätten, die „Eisknöpfe" von Auerbach an der Bergstrasse, die von W. Hammer erwähnten Granatknollen im Kalk der Ortler Alpen und zahlreiche ähnliche Bildungen von anderen Vorkommnissen.

Die allgemeine Verbreitung von Titansäuremineralien, besonders des Titanits, in körnigen Kalken, ist insofern sehr beachtenswerth, als man auch die Titansäure in den meisten Fällen als einen zugeführten Bestandtheil ansehen wird. Im Gegensatz zur Titansäure begegnet man dem Zirkon ziemlich selten.

Es bleibt noch übrig, auf diejenigen Mineralien aufmerksam zu machen, welche durch spätere Umbildung einiger Contactmineralien entstehen und demnach als tertiäre Bildungen bezeichnet werden können. Von Serpentin, Brucit, Chlorit wurde schon oben gesprochen; weiter gehört hierher der Talk und Speckstein, sowie gewisse Umwandlungsproducte des Korunds: Sprödglimmer, Diaspor, Kaolin, und einige andere Verbindungen wie Hydromagnesit, Hydrophlogopit, die nur selten angetroffen werden.

Es folgt zum Schluss eine Aufzählung der in körnigen Kalken als gesteinsbildend nachgewiesenen Mineralien, wobei von vornherein alle lediglich auf Klüften und in Drusen vorgekommenen Mineralien ausser Acht gelassen wurden. Ferner mussten alle Vorkommnisse der an Kalk gebundenen Erz-

Digitized by Google

lagerstätten ausscheiden, da sonst z. B. auch sämmtliche Mineralien von Franklin Furnace sowie diejenigen der Sjögrube bei Långbanshyttan hätten Aufnahme finden müssen.

Endlich wurden aber auch alle diejenigen, in der Literatur aus körnigen Kalken angeführten Mineralien nicht berücksichtigt, von denen keine Angaben vorlagen, ob sie wirklich gesteinsbildend oder nur auf Klüften vorgekommen sind, und deren Charakter eher das Letztere vermuthen liess.

Verzeichniss der in körnigen Kalken und Dolomiten vorkommenden Uebergemengtheile.

1. Graphit, Kohlige Substanz.
2. Schwefelkies, Magnetkies, Bleiglanz, Zinkblende, Eisenglanz, Magneteisen, Molybdänglanz, Buntkupfererz, Kupferkies, Magnoferrit, Titaneisen, Fahlerz, Malachit, Kupferlasur, Flussspath.
3. Quarz, Periklas, Korund, Spinell, Diaspor, Brucit.
4. Apatit, Xenotim.
5. Forsterit, Monticellit, Humitgruppe.
6. Kalkgranat, Vesuvian, Gehlenit, Wollastonit. Epidot, Klinozoisit, Zoisit.
7. Phlogopit, Biotit, Muscovit, Fuchsit und andere Glimmer, Chlorit, Serpentin.
8. Diopsid, Fassait, Augit, Tremolit, Strahlstein, Pargasit, grüne und blaugrüne Hornblende.
9. Turmalin, Topas, Skapolith, Axinit, Serendibit.
10. Plagioklase, Mikroklin, Orthoklas.
11. Titanit, Rutil, Anatas, Zirkon, Perowskit, Koppit, Dysanalyt.

Digitized by Google

Erklärung der Tafeln.

Tafel XI.

Fig. 1. Statuario, Carrara. Verzahnte Structur.
„ 2. Marmor, Ratschinges-Thal bei Sterzing. Verzahnte Structur.

Tafel XII.

Fig. 3. Ordinario, Carrara. Nicht verzahnte Structur.
„ 4. Dolomit, Crevola bei Domodossola. Nicht verzahnte Structur. Spärliche Zwillingslamellirung.

Tafel XIII.

Fig. 5. Marmor, Candoglia bei Ornavasso. Überaus reichliche Zwillingslamellirung.
„ 6. Marmor von wachsähnlichem Aussehen, Mitterwandl bei Laas. Kataklasstructur.

Digitized by Google

Dystrophaeus viaemalae COPE in neuer Beleuchtung.

Von

F. v. Huene.

Mit Taf. XIV—XVI und 14 Figuren im Text.

In ZITTEL's „Handbuch" findet man unter den Dinosauriern incertae sedis den noch wenig bekannten *Dystrophaeus* aus der Trias von Utah aufgezählt. Da ich eben über die triassischen Dinosaurier arbeite, so lag mir daran, über *Dystrophaeus* etwas Genaueres zu erfahren. Ich wandte mich an Mr. F. A. LUCAS am U. S. National Museum zu Washington. Er war so liebenswürdig, mir die Photogramme zu verschaffen, die auf Taf. XIV—XVI reproducirt sind. Ich spreche ihm dafür auch an dieser Stelle den verbindlichsten Dank aus. Nach Empfang der Photogramme stellte sich heraus, dass *Dystrophaeus* offenbar nicht aus der Trias, sondern aus dem Jura stammt (s. unten). Das ist der Grund, weshalb ich die über *Dystrophaeus* gesammelten Notizen von der Beschreibung der triassischen Dinosaurier abtrennte und hier apart zusammenstelle.

Als genauen Fundort von *Dystrophaeus* giebt COPE den Painted Canyon an (l. c. 3. p. 583), nicht weit von der Sierra Abajo in Südost-Utah nahe der Grenze von Colorado (lat. 38° 15', long. 110°). Der Painted Canyon ist ein wasserloses Seitenthal des grossen Coloradoflusses.

J. S. NEWBERRY hat die Knochen 1874 während seiner Thätigkeit als Geologe der unter dem Befehl des Capitän Mc COMB stehenden Engineer Exploring Expedition entdeckt.

Digitized by Google

Die rothe Farbe des Gesteins und das Vorkommen von Saurierknochen veranlassten Newberry (l. c. 1. p. 91) und Cope (l. c. 3. p. 584), die Schichten mit der Trias von New Mexico zu parallelisiren. Das einzige Fossil, welches mit den Knochen gefunden wurde, sind kleine Schnecken, von denen Cope sagt (l. c. 4. p. 36 B): „they have the form of *Natica*, but are probably susceptible of acurate classification." Wahrscheinlich sind es Landschnecken.

Als ich die Photogramme von *Dystrophaeus* erhalten hatte, war ich durch die Ähnlichkeit der Ulna und der Metacarpalia mit jurassischen Formen, wie *Cetiosaurus* und durch die Grösse frappirt. Es stiegen mir Zweifel auf, ob *Dystrophaeus* wirklich aus triassischen Schichten stammt, wie Cope angiebt. Daher wandte ich mich nochmals an Mr. Lucas mit der Frage nach einer sicheren stratigraphischen Bestimmung der betreffenden Schichten. Mr. Lucas hatte die Güte, sich in dieser Angelegenheit an Mr. Whitman Cross, Geologist-in-Charge der Section of Petrology vom U. S. Geological Survey in Washington zu wenden, den er als „our best authority on western Trias" bezeichnet; er erhielt von ihm folgende Auskunft unter dem 16. December 1903, die ich hier wörtlich wiedergebe: „In regard to the age of the rocks from which Newberry obtained the type of *Dystrophaeus*, I would say that, so far as I know, no geologist has reexamined the section in that immediate vicinity. In fact, I have no recent observations at nearer points than the eastern side of the La Sal Mountains, where my assistant, Mr. Spencer, has been. From reading Newberry's description (l. c. 1), of the section where the bones were found, in his geological report on the Macomb Expedition, I should think that his Saurian must have come from the Mc Elmo formation — that is to say, the upper of the two formations recognized in the so-called Jura (or lower Cretaceous). I can see no good ground for correlating his Saurianhorizon with that of our Dolores-Trias, from which *Heterodontosuchus* was obtained by Mr. Gane (l. c. 7). Both Newberry and Cope seem to have been influenced by the presence of gypsiferous beds with a red color in their correlation with New Mexico, but neither criterion seems to me reliable; both are quite local in their

Digitized by Google

development in many formations from the Cretaceous to the Carboniferous. It appears to Mr. SPENCER and myself that the massive sandstone form the bottom of the Canyon Pintado section, where the Saurian was found, must represent the La Plata sandstone of supposed jurassic age, and which comes above the known triassic vertebrate horizon."

Hiernach müssen wir annehmen, dass *Dystrophaeus* nicht aus der Trias, sondern aus dem Jura stammt.

Zunächst gebe ich die Beschreibung der vorhandenen Reste von *Dystrophaeus* theils nach COPE, theils auf Grund eigener Anschauung nach den Photogrammen. Eine theilweise Wiederholung des COPE'schen Berichts wird nicht überflüssig sein wegen des grossen palaeontologischen Interesses, das sich an diesen noch so wenig bekannten Dinosaurier knüpft.

Nach COPE sind vorhanden: Humerus, Distalende der (?) Ulna, drei Metacarpalia, vermuthetes Sternum, ein Stück der Scapula oder des Beckengürtels, einige (?) Tarsalia und eine Reihe von Fragmenten.

Den „Humerus" halte ich entschieden für eine Ulna in Übereinstimmung mit Mr. LUCAS, der wiederum mit Mr. HATCHER gleicher Meinung ist. Das „Distalende der (?) Ulna" ist zweifellos das Proximalende eines Radius. Das „Scapula- oder Beckengürtelstück" ist ein rechtes Pubis. Das „Sternum" ist nur von NEWBERRY im Gestein gesehen und skizzirt worden, es kann wohl ein Sternum sein. Die von COPE erwähnten „Tarsalia (?)" sind nach Versicherungen von Mr. LUCAS unbestimmbare Bruchstücke, auf die kein Werth zu legen ist.

?Sternum: Derjenige Knochen, in welchem COPE ein Sternum vermuthet, ist nur von J. S. NEWBERRY an Ort und Stelle im Gestein skizzirt worden. Nach dieser Skizze beschreibt COPE den Knochen folgendermaassen (l. c. 3. p. 579): „One of the most remarkable bones is a broad, flat element, one of whose borders is digitate, the processes being long, and separated by deeply entrant sinuses. Two sides of the bone are broken away, but the others give origine to five digitiform processes. Two of these are large and longer than the others, and externally on the right side is a shorter one. Outside of this is a larger process whose extremity is recurved so as to be subparallel with the longer processes and

Digitized by Google

which was connected with another bone by articular surface." An einer anderen Stelle (l. c. 3. p. 581) sagt er: „In the supposed Sternum (which I have not seen, but which was sketched by Professor NEWBERRY) a rather small, slender and compressed process projects from near the middle of one of the sides at right angles to it. Only two of the lateral processes are represented as complete. The longer is subspatulate, the shorter subacuminate."

Zur Interpretation dieses Knochens sagt COPE (l. c. 3. p. 579): „It is probable that this bone is the sternum and that the articulation mentioned is costal. It is not certain whether the longitudinal meridian line passes through a sinus or a digitation, but a projection of the surface of the plate, which is probable median, is opposite one of the latter. Supposing then that the Sternum is produced into a median posterior process, we find a resemblance to the corresponding element in many birds not heretofore known among reptiles. There are in that case three postero-externally directed processes on each side, of which the two posterior are free. Another interpretation might be that it is a Coracoid with anterior digitations. In this case the articulation above mentioned would be anomalous. The number of digitations is too great for this element, and the space remaining for contact with the Sternum is too small."

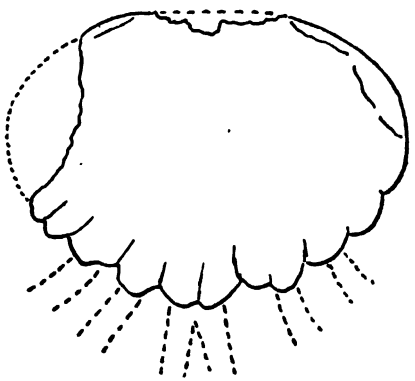


Fig. 1. Sternum von *Cetiosaurus*. OWEN l. c. 2. Fig. 1. p. 31.

Da dieser Knochen weder mehr vorhanden, noch abgebildet ist, will ich COPE's Worten weiter nichts hinzufügen, als dass er jedenfalls kein Coracoid sein kann. Es ist sehr wahrscheinlich, dass es sich wirklich um ein Sternum handelt, zumal auch bei *Cetiosaurus* aus dem englischen Dogger das Sternum ein unpaarer Knochen ist mit zahlreichen Fortsätzen zur Articulation mit Rippen. Die Sterna von *Brontosaurus*, *Moro-*

Digitized by Google

saurus und *Diplodocus* aus dem obersten Jura sind paarige subovale Knochen. Nur das fragliche Sternum von *Iguanodon* und *Claosaurus* hat an jeder Paarhälfte einen langen, rückwärts gerichteten Fortsatz. Man könnte aber auch an verwachsene Sternalrippen denken, wie Marsh sie von *Brontosaurus* abbildet (l. c. 6. p. 171. Fig. 12—15), doch ist dies weniger wahrscheinlich.

Rechte Ulna: Die Ulna ist ein riesiger Knochen, der fast vollständig erhalten ist (Taf. XIV Fig. 1 und Taf. XV Fig. 1). Ihre Länge beträgt 76,5 cm. Der Schaft ist relativ dünn (in der Mitte 8 cm Durchmesser) und leicht nach vorn und lateral concav gekrümmt. Das Proximalende ist ohne Olecranon wie bei den Sauropoden und den älteren Theropoden. Es hat eine weit nach vorne stehende Spitze, von welcher eine Kante vorn abwärts läuft. Die hintere Hälfte des Proximalendes ist etwas höher und quer verbreitert. An der medialen Seite hinten läuft eine Kante kurz abwärts. Die proximale Endfläche ist nach Cope von vorn nach hinten 22,5 cm lang und im hinteren Theil 16 cm breit. Das Distalende verbreitert sich bis zu 11,5 cm, ist aber nur 5 cm dick; sein längerer Durchmesser ist mit dem lateralen Ende etwas nach vorn gedreht. Von diesem spitzeren lateralen Ende geht eine kurze, aber scharfe Kante aufwärts, die vielleicht zur Anheftung der Membrana interossea antebrachii diente. Auf der gegenüberliegenden Seite des Distalendes ist die Aussenfläche sehr rauh und von einer kurzen schiefen Kante durchzogen, offenbar vom Ansatz des Musculus pronator quadratus herrührend.

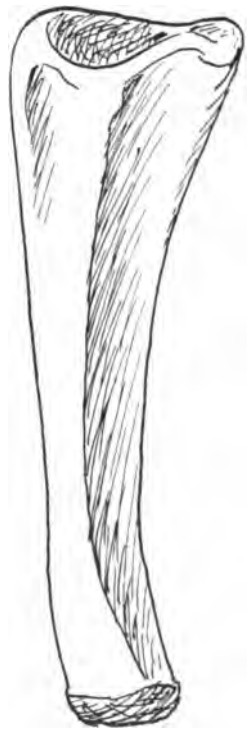


Fig. 2. Ulna von *Cetiosaurus*. Owen l. c. 2. Fig. 5. p. 34.

Cope beschreibt diesen Knochen ohne Weiteres als Humerus, sagt (l. c. 3. p. 581) aber am Ende der Beschreibung, der Knochen hätte auf den ersten Blick grosse Ähnlichkeit mit einer Tibia, dagegen aber sprächen die beiden

Digitized by Google

Gelenkflächen. In letzterem Punkt muss man ihm jedenfalls Recht geben. Ein Humerus aber kann der Knochen deshalb nicht sein, weil das Proximalende mit keinem Dinosaurier-Humerus auch nur die entfernteste Ähnlichkeit hat und dem Distalende die Gelenkrollen für die beiden Unterarmknochen vollkommen fehlen.

Die Ulna von *Dystrophaeus* hat mit derjenigen von *Cetiosaurus* aus dem englischen Dogger die grösste Ähnlichkeit. Aber auch mit den triassischen Zanclodontiden ist die Übereinstimmung, abgesehen von der Grösse, eine frappirende; der Unterschied besteht hauptsächlich in einer grösseren Abschnürung der vorderen Spitze des Proximalendes in geringerer Biegung des Schaftes und in geringerer Drehung des Distalendes.

Radius: Das Distalende eines Radius (ob rechts oder links, kann man nach den Photogrammen nicht unterscheiden) ist in einer Länge von 35 cm erhalten (Taf. XV Fig. 1). Die proximale Gelenkfläche ist eine einfache sattelförmige Einsenkung von 15 auf 11 cm Fläche. Der Rand ist breit abgerundet und ragt an keinem der kurzen Enden der Fläche höher empor als am anderen. Der Schaft nimmt distalwärts an Dicke ab. Er scheint etwas comprimirt zu sein.

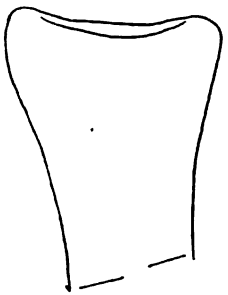


Fig. 3. Proximalende des Radius eines Zanclodontiden aus dem Keuper Württembergs.

Dieser Radius ist in seiner Gestalt von dem der triassischen Zanclodontiden nicht zu unterscheiden.

Metacarpalia: In der Deutung der drei kleinen Knochen als Metacarpalia kann ich Cope beistimmen. Nach ihrer Form und Grösse zu urtheilen und verglichen mit denen von Marsh (l. c. 6. Taf. 29 Fig. 1) und Osborn (l. c. 8. p. 201 u. 203) abgebildeten Metacarpalia von *Diplodocus* halte ich sie für Mtc. III, IV und V. An den mir zur Verfügung stehenden Photogrammen (Taf. XVI Fig. 2—4) kann ich nichts Anderes sehen, als was Cope schon beschrieben hat. Er sagt (l. c. 3. p. 582–583): „The displaced Metapodial (= Mtc. V) is flattened, and expanded at the extremities (Taf. XVI Fig. 4). One side is

Digitized by Google

nearly flat, but slightly concave in the longitudinal direction; the other side is convex and nearly level in the longitudinal direction. The lateral borders of the shaft are thus narrowed. The distal end displays a convex condyle, and a flat, prominent ala, which is in the general plane. The condyle is a half-hemisphere only, presenting only with the convex side of the shaft, from which it is not separated by a constriction. It is bounded at its distal edge by an angle, which is a

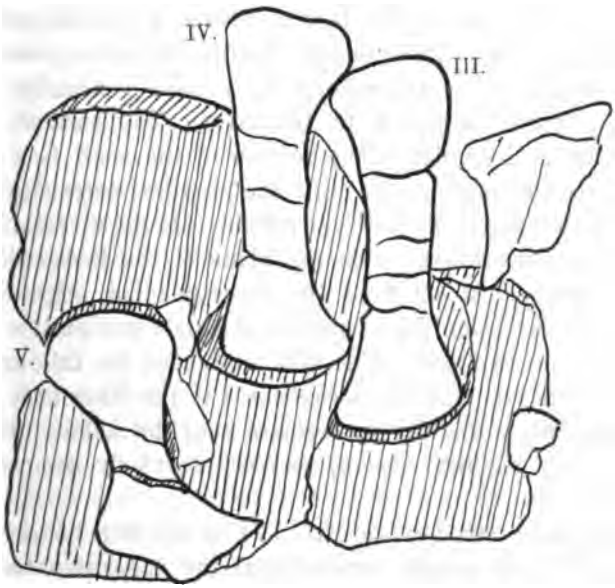


Fig. 4. Wiedergabe von Cope's Figur der Metacarpalia von *Dystrophaeus viaemalae*. l. c. 4. Fig. 3. p. 36 B.

continuation of the proximal edge of the ala. The proximal extremity is injured at one angle, but, with this complete, would be nearly a regular rhomboid with parallel longer and shorter outlines; the acute angle of the latter being the continuation of the lateral border of the shaft. The extremity is subtruncate, and part of the surface it irregularly excavated by pits and grooves. The transverse extent of the proximal end, when perfect, was probably a little greater than that of the distal.

The two adjacent Metapodials are subequal in length, and longer than the displaced one by one-forth of the length

Digitized by Google

of the latter. One of the these bones (= Mtc. III) is throughout rather thicker than the other, although the transverse diameter of the shafts is equal; but the stouter bone (= Mtc. III) is considerably more dilated at the extremities (Taf. XVI Fig. 2). The distal end of the stouter bone is thickened in the direction at right angles to the plane of the limb; but the chief expansion is in that plane. The angle next to the other bone is protuberant, while the other angle is expanded into a sharp, convex crest, or ala section of this extremity is diamond-shaped, with one of the lateral planes produced into this crest, while the corresponding border of the opposite side drops down, being represented by a mere convexity of the surface, which continues to the crest. The surface of the extremity is irregular. The section of the shaft is a broad oval, becoming subcircular near the proximal extremity. The latter is enlarged in both directions. It is a rectangle in outline, a little extended in the plane of the limb, with one of the angles cut off from the corresponding angle to the middle of one side. The long side thus left is slightly convex, and ends in an angle. The side subtended by this angle is slightly concave, and is approximated to the other bone. The opposite side is slightly emarginate near the middle. Its surface is very slightly convex, and is irregularly grooved and pitted.

The more slender (= Mtc. IV) of the two bones is but little and about equally expanded at the opposite extremities (Taf. XVI Fig. 3). The distal end would have an ovoid section, but for the fact that it is obliquely truncate at the extremity next to the other bone. It is convex in the antero-posterior direction and plane in the transverse; its surface is grooved and pitted. The side next to the other bone is flat or slightly concave at the distal end, and, though thicker than the external border, becomes ronded at the middle of the shaft, and is again flattened at the proximal extremity. The external border is distally produced into an obtuse angle; lower down, the shaft has at hin, angular border. The proximal end has less antero posterior diameter than the distal. It is subtriangular in outline, the apex being acute and external. The surface is flat, and is strongly

Digitized by Google

marked with deep grooves. The other sur faces of the limb-bones are smooth, except a few weak ridges near the distal ends of the two distal bones."

Die Länge von Mtc. III beträgt 24,5 cm, von Mtc. IV 24 cm und von Mtc. V 21 cm.

Diese Metacarpalia sind entschieden sauropodenhaft. Sie weichen stark von denen der triassischen Theropoden ab, mit denen die übrigen Knochen ja so viel Ähnlichkeit zeigen. Der Unterschied besteht besonders darin, dass sie bei *Dystrophaeus* länger und stärker sind. Sie eignen sich daher dazu, die Körperlast beim Marschiren zu tragen, was bei jenen nicht der Fall ist.

Rechtes Pubis: Das rechte Pubis (Taf. XIV Fig. 2 und Taf. XV Fig. 2) — wie ich es wenigstens deute — ist fast vollständig erhalten, es fehlt nur die Articulatio iliaca und ischiadica, der ganze distale Rand und ein Theil des Medialrandes. Die ganze erhaltene Länge beträgt 68 cm, die Breite der Platte proximal an der breitesten Stelle 36 cm und am distalen Ende 23 cm. Die Platte ist in der Mitte 4—5 cm dick und nach beiden Längsrändern dünner, nach dem medialen jedoch mehr als nach dem lateralen. In der Mitte des lateralen Randes befindet sich ein rauher Vorsprung wie zu einem Muskel- oder Sehnenansatz. Der proximale Theil dieses Randes wendet sich in flacher Curve nach aussen. Dort verdickt sich der laterale Theil mehr und mehr, bis er schliesslich an der abgebrochenen Ecke 11,7 cm dick wird. Die ovale Bruchfläche ist ca. 14 cm lang und wird medialwärts schmäler. An dieser Stelle entspringt der Pubishals ganz wie bei den triassischen Theropoden. Der geradlinige, aber schiefgestellte, dünne Proximalrand der breiten Pubisfläche ist unversehrt erhalten. Ebenso ist die scharfe proximale Ecke des Medialrandes erhalten, während die Kante des grössten Theiles des Medialrandes zerstört ist. Diejenige Fläche, welche ich für die obere, also innere halte, ist leicht concav, dagegen die untere ist deutlich convex, namentlich in der Nähe des Lateralrandes. Die proximale Ecke des Medialrandes scheint (auf dem Photogramm von der Unterseite nach dem Schatten dicht neben dem beleuchteten Rande zu schliessen) schwach abwärts gebogen zu sein.

Digitized by Google

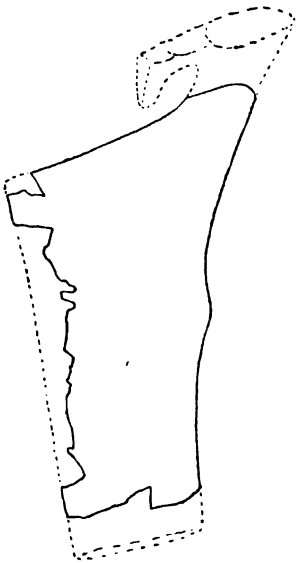


Fig. 5. Reconstruction des Pubis von *Dystrophaeus*.

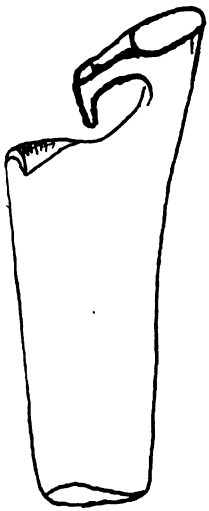


Fig. 6. Rechtes Pubis (von unten) eines Zanclodontiden aus dem Keuper Württembergs.

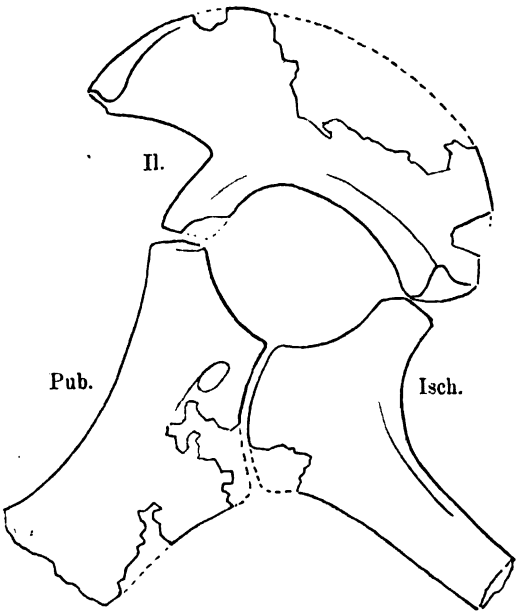


Fig. 7. Becken von *Cetiosaurus* nach R. Owen l. c. 2. zusammengestellt.

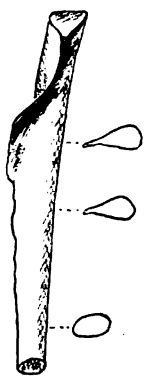


Fig. 8. Rechtes Pubis von *Megalosaurus* sp. Mittlerer Dogger von Stonesfield. Original in Oxford.

Digitized by Google

Ein derartiges Pubis gleicht fast vollkommen dem eines triassischen Theropoden. Die Unterschiede sind ganz geringfügige, so würde bei einem solchen z. B. der proximale Querrand annähernd rechtwinkelig zum Längsrande stehen und die Ecke desselben mit dem Medialrande oder der letztere selbst weit stärker abwärts gebogen sein. So kleine Differenzen könnte man aber als blosse Gattungsunterschiede ansehen.

Jedenfalls fehlen diesem Pubis die charakteristischen Sauropodenmerkmale, besonders das Foramen obturatorium und das breite Proximalende. Hier muss gemäss der Correlation zu den übrigen Theilen das Proximalende wie bei den triassischen Theropoden hakenförmig gewesen sein. Selbst ein *Megalosaurus*-Pubis aus dem Dogger von Stonesfield weicht mehr von *Dystrophaeus* ab als das der Zanclodontiden.

Ein Thier, dessen Ulna 76 cm lang ist, muss einen ca. 80 cm langen Humerus gehabt haben. Die Schultern müssen also mehr als $2\frac{1}{2}$ m hoch gewesen sein. Das bedeutet unter Zugrundelegung der Sauropodengestalt eine Gesammtlänge des Thieres von 12—14 m, eine ganz respectable Grösse!

Die Metacarpalia lassen den sicheren Schluss zu, dass die Vorderextremität nur zur Locomotion benützt wurde. Die grosse Ähnlichkeit der Ulna mit *Cetiosaurus* führt gleichfalls zu der Annahme, dass das Verhältniss von Arm zu Fuss nicht das der Theropoden war, deren Vorderextremität wenig mehr als halb so lang war wie die Hinterextremität und deren ausserordentlich kurzer, aber kräftiger Unterarm die Vorderextremität zur Locomotion durchaus ungeeignet macht, den Arm aber als Waffe und Greiforgan kennzeichnet.

Die Vorderextremität von *Dystrophaeus* allein genommen würde auf einen typischen Sauropoden schliessen lassen. Glücklicherweise ist aber auch wenigstens ein einziger Beckenknochen erhalten geblieben. Das Pubis nun seinerseits erinnert in hohem Grade an die primitiven Theropoden, und wäre es allein gefunden, so müsste man es einem solchen zuschreiben. Wie reimt sich das zusammen? Die Knochen sollen alle so dicht beisammen gefunden worden sein, dass man annehmen muss, sie stammen von einem einzigen Individuum her.

Digitized by Google

Dass man das Pubis nicht einem eigentlichen Sauropoden zurechnen kann, ist klar. Zur Erklärung des Zusammenhanges dient mir folgender Gedanke. Es wird einleuchten, dass bei

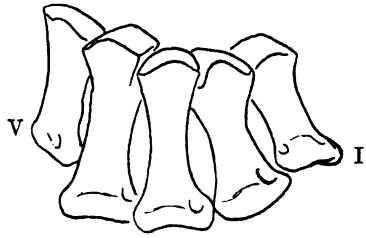


Fig. 9. „Schreithand" Mtc. der rechten Hand von *Diplodocus* MARSH l. c. 6. Taf. 29 Fig. 1. Sauropode.

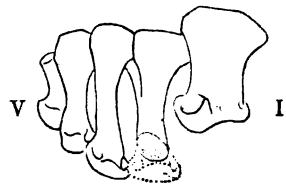


Fig. 10. „Greifhand" Mtc. der rechten Hand eines Zanclodontiden aus dem Keuper Württembergs. Theropode.

sich ändernder Lebensweise eines Theropoden, z. B. Anpassung an vegetabilische Nahrung, nächst dem Gebiss zuerst die Vorderextremität umgebildet werden muss, sie wird wieder zum ursprünglichen Locomotionsorgan. Das geschieht in erster Linie durch Streckung des Unterarms und gleichmässigere Ausbildung der Metacarpalia, damit sie alle fünf den Boden berühren und so die Körperlast besser tragen können. Dieser Fall scheint in *Dystrophaeus* vorzuliegen. Die Ulna hat etwa die Länge des Pubis erreicht, während sie bei triassischen Theropoden höchstens halb so lang war. Wenn man bei Ulna und Radius von der immensen Grösse absieht, gleichen sie den Unterarmknochen der triassischen Theropoden ausserordentlich.

Fig. 11. Rechte Ulna (laterale Ansicht) eines Zanclodontiden aus d. Keuper Württembergs.

Hiernach scheint *Dystrophaeus* ein Dinosaurier zu sein, der zwar von echten Theropoden herstammt, aber durch Änderung der Lebensweise sich den Sauropoden sehr genähert hat. *Dystrophaeus* war vermuthlich ein Pflanzenfresser, während die Theropoden Carnivoren sind, und hat den aufrechten Gang derselben eingebüsst. Äusserlich wird *Dystrophaeus* wohl den Sauropoden ähnlich gewesen sein; aber das

Digitized by Google

Becken zeigt deutlich, wo er herstammt. *Dystrophaeus* vermittelt also zwischen beiden grossen Abtheilungen der Dinosaurier, den Theropoden und den Sauropoden. Der Systematiker mag ihn am ehesten als Endglied desjenigen Theropodenzweiges ansehen, dem sich die Sauropoden anschliessen, und mag ihn als Vertreter einer eigenen Familie, der Dystrophaeiden, hinstellen.

Auf die Beziehungen der Sauropoden zu den Theropoden will ich an dieser Stelle nicht ausführlich eingehen, da ich

Fig. 12. Rechte Scapula und Coracoid von *Zanclodon*. Keuper. Poligny in Frankreich.

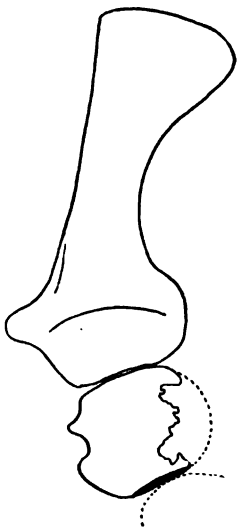


Fig. 13. Rechte Scapula und Coracoid von *Cetiosaurus*. Dogger. Stonesfield. OWEN l. c. 2. Fig. 2. p. 32.

Fig. 14. Rechte Scapula und Coracoid von *Diplodocus*. Oberer Jura. OSBORN l. c. 8. Fig. 1, B. p. 200.

mir dies für eine andere Gelegenheit (Beschreibung der Dinosaurier der Triaszeit) vorbehalte. Nur wenige auffallende Punkte seien hier hervorgehoben. Die Sauropoden treten mit *Cetiosaurus* im oberen Dogger (Stonesfield Slates) zum ersten Mal auf. Zu etwa derselben (vielleicht auch etwas früheren) Zeit muss nach CROSS (s. oben) auch *Dystrophaeus* gelebt haben. *Cetiosaurus* hat schon ein echtes Sauropodenbecken; dagegen Scapula und Coracoid von *Cetiosaurus* sind dem der triassischen Theropoden (Zanclodontiden) noch ähnlicher als die der übrigen Sauropoden, die in wenig oder bedeutend

Digitized by Google

jüngeren Schichten des Jura und der Kreide gefunden worden sind. Bei *Diplodocus*, *Morosaurus*, *Brontosaurus* etc. wird die dorsale Verbreiterung am Vorderende der Scapula (Processus dorsalis scapulae) mit Crista scapulae und Planum supracoracoscapularis (FÜRBRINGER) ausserordentlich gross und das Coracoid sieht wie ein Theil der Scapula aus, indem die Contour des Dorsalrandes der Scapula in den des Coracoids fast ohne Einkerbung übergeht. Bei *Cetiosaurus* hingegen ist das Coracoid rund wie bei den triassischen Theropoden, und daher klafft von oben her eine Spalte zwischen beiden Knochen. Auch ist bei *Cetiosaurus* der Processus dorsalis scapulae viel kleiner als bei den späteren Sauropoden und darin ähnlicher der Scapula der Zanclodontiden.

Bei alle dem ist aber der Schritt von *Dystrophaeus* mit Theropoden-Pubis zu *Cetiosaurus* mit Sauropoden-Pubis noch ein hypothetischer, wenn auch die Construction der Brücke von den älteren Theropoden zu den Sauropoden in der mittleren Jurazeit durch *Dystrophaeus* nahe gelegt wird.

Literatur.

No. 1. J. S. NEWBERRY: Exploring Expedition from Santa Fé to the Junction of Grand and Green Rivers. 1859 (1876).

„ 2. R. OWEN: Mesozoic Reptiles II: Monograph on the genus *Cetiosaurus*. Palaeontographical Society. **29**. 1875.

„ 3. E. D. COPE: On a Dinosaurian from the Trias of Utah. Proceed. Amer. Philos. Soc. **16**. 1877. p. 579—584.

„ 4. E. D. COPE: Report upon the extinct Vertebrata obtained in New Mexico by parties of the expedition of 1874. Chapt. XI: Fossils of the Mesozoic periods and Geology of Mesozoic and Tertiary beds. In: Geographical Surveys west of 100th meridian. **4**. Washington 1877. p. 34—36 B. 1 Fig. und Taf. 83.

„ 5. E. D. COPE: On the Saurians recently discovered in the Dakota beds of Colorado. American Naturalist. **12**. 1878. p. 81 und 84.

„ 6. O. CH. MARSH: The Dinosaurs of North America. Ann. Rep. U. S. Geol. Survey. 1895.

„ 7. F. A. LUCAS: Contributions to Palaeontology: I. A new Crocodile from the Trias of Southern Utah. Amer. Journ. Sciences (4.) **6**. 1898. p. 399.

„ 8. H. F. OSBORN: Fore and hind Limbs of Sauropoda from the Bone Cabine Quarry. Bull. amer. Mus. Nat. Hist. **14**. 1901. p. 199—208.

Digitized by Google

Erklärung der Tafeln.

Tafel XIV.

Fig. 1. Rechte Ulna; laterale Ansicht.
„ 2. Rechtes Pubis; obere Ansicht.

Tafel XV.

Fig. 1. Rechte Ulna; mediale Ansicht.
„ 2. Rechtes Pubis; untere Ansicht.

Tafel XVI.

Fig. 1. Radius; Proximalende.
„ 2. Metacarpale III.
„ 3. Metacarpale IV.
„ 4. Metacarpale V.

Alle Stücke von *Dystrophaeus viaemalae* Cope aus dem Jura von Painted Canyon, SO.-Utah, Nordamerika.

Verkleinerung aus dem Centimeter-Maassstab auf jeder Tafel ersichtlich (Taf. XIV und XV ca. $\frac{1}{5}$, Taf. XVI ca. $\frac{1}{4}$).

Originale im U. S. National Museum in Washington.

Digitized by Google

Ueber Medlicottia Waag. und Episageceras n. g. aus den permischen und triadischen Schichten Indiens.

Von

Fritz Noetling in Tübingen.

Mit Taf. XVII—XX.

1. Einleitung.

Die nachfolgende Arbeit hat einen grösseren Umfang angenommen als Anfangs beabsichtigt war. Ursprünglich wollte ich nur eine kurze Beschreibung einer von Koken in dem Ceratitenmergel der Salt Range (Zone des *Prionolobus rotundatus*) aufgefundenen neuen Art, welche ich anfänglich für eine *Medlicottia* hielt, geben, und hieran eine Neubeschreibung von *M. primas* Waag. und *M. Wynnei* Waag. knüpfen. Eine vergleichende Untersuchung dieser beiden Arten mit *M. dalailamae* Diener schien mir um so nothwendiger, als durch Krafft's Mittheilung über das permische Alter der *Otoceras*-Stufe im Himalaya[1] eine gewisse Unsicherheit in Bezug auf die Selbständigkeit dieser Arten hervorgerufen wurde. Im Laufe der Untersuchung hat es sich nun herausgestellt, dass nicht, wie auch ich früher annahm, diese drei Arten ident sind, sondern dass nicht nur specifische, sondern auch generische Unterschiede sie trennen, indem *M. Wynnei* Waag. und *M. dalailamae* Diener so wesentlich vom Typus des

[1] Centralbl. f. Min. etc. 1901. No. 2.

Digitized by Google

Genus *Medlicottia*, der *M. primas* Waag. abweichen, dass es zweckmässig erscheint, sie unter einem neuen generischen Namen abzutrennen. Für das neue Genus, das die breitrückigen Medlicottien mit Ausnahme der *M. artiensis* Grün. sp. enthält, schlage ich den Namen „*Episageceras*“ vor. Zu diesem Genus gehört nun die neue Art *E. latidorsatum* aus dem Ceratitenmergel der Salt Range. In dem hier vorgeschlagenen engeren Sinne findet sich das Genus *Medlicottia* ausschliesslich in permischen und permocarbonen Ablagerungen, während das Genus *Episageceras* auf eine relativ eng begrenzte Schichtenfolge vom allerobersten Perm bis zur untersten Trias beschränkt ist.

Da ich mich genöthigt sah, auch auf die Medlicottien aus dem Permocarbon von Sicilien und der Artinsk-Stufe zurückzugreifen, namentlich um festzustellen, ob dieselben in der That mit dem Typus des Genus *Medlicottia* der *M. primas* in generische Beziehung zu bringen sind, so wird es zweckmässig sein, zunächst eine kurze historische Darstellung des Genus *Medlicottia* zu geben, um an der Hand einer kritischen Übersicht prüfen zu können, welches eigentlich die Charaktere dieses eigenartigen Genus sind, und ob alle bisher als Medlicottien angesehenen Arten in der That zu diesem Genus gehören. Vorausschickend mag ich hier bemerken, dass, wenn ich auch mangels an Material nicht in der Lage bin, über die sicilianischen Arten ein abschliessendes Urtheil abgeben zu können, ich mit Karpinski glaube, dass *M. Schopeni* Gem. nicht zu diesem Genus gehört. Eine gleiche Ansicht habe ich jedoch in Bezug auf *M. artiensis* Grün, und die Frage wäre nur die, ob es nicht zweckmässig wäre, diese beiden Arten zu einem besonderen Genus zu vereinigen.

Einer genauen Charakterisirung der Genera *Medlicottia* und *Episageceras* folgt eine Beschreibung der in Indien vorkommenden Arten, dagegen vermeide ich auf die in Amerika gefundenen Arten von *Medlicottia* näher einzugehen, da durch die engere Fassung von *Medlicottia* manches, was bisher diesen generischen Namen trug, nunmehr anders bezeichnet werden dürfte und ich den Untersuchungen Perrin Smith's nicht vorgreifen möchte.

Digitized by Google

2. Historische Übersicht.

Im Jahre 1872 beschrieb Waagen einen Ammoniten aus dem oberen *Productus*-Kalk der Salt Range[1], der sich durch eine merkwürdige Sutur, namentlich aber durch einen eigenartig gestalteten Siphonallobus auszeichnete. Da die Loben ungezackt waren, so stellte Waagen die Art, die er *Goniatites primas* benannte, zum Genus *Goniatites*. Mojsisovics[2] war mit Recht der Ansicht, dass diese Art mit einem besonderen generischen Namen zu belegen sei und er war wohl der erste, der die grosse Verwandtschaft des *Goniatites primas* Waag. mit dem *Goniatites Orbignyanus* Ver. erkannte. Er irrte aber darin, dass er *Goniatites primas* Waag., *Ceratites Hauerianus* Kon. und *Goniatites Orbignyanus*, zusammen mit dem *Goniatites Haidingeri* Hauer, für welchen er das Genus *Sageceras* aufstellte, in ein und dasselbe Genus rechnete. Diesen Irrthum hat auch Waagen[3] ganz richtig erkannt und nachgewiesen, dass bei aller sonstigen Ähnlichkeit der Typus des Genus, *Sageceras Haidingeri*, eine von *Goniatites primas* durchaus abweichende Lobenlinie besitze, insbesondere dass ihm der für *Goniatites primas* so charakteristische Siphonallobus fehle.

Darum führte Waagen den generischen Namen *Medlicottia* ein, als dessen Typus wir die *M. primas* Waagen betrachten müssen. Die Namengebung erfolgte sozusagen inter lineas, indem Waagen noch kurz vorher auf p. 39 die *Medlicottia primas* als *Sageceras primas* aufführt und der Gruppe des *S. Orbignyanus* zuzählt[4]. Waagen hat noch eine weitere Art, die er im Text noch „*Sageceras*“ *Wynnei* benennt, beschrieben. Da, abgesehen von der äusseren Form, gerade in Bezug auf die Lobenlinie ganz wesentliche Unterschiede zwischen beiden Arten bestehen, die auch von Waagen bereits bemerkt wurden, so muss von vornherein betont werden, dass *Medlicottia primas*, die ältere Art, als Typus des Genus zu gelten hat, nicht

[1] On the occurrence of *Ammonites* associated with *Ceratites* and *Goniatites* in the Carboniferous deposits of the Saltrange. Mem. Geol. Surv. of India. 9. Art. 4.

[2] Verhandl. k. k. geol. Reichsanst. 1872. No. 15. p. 316.

[3] *Productus* Limestone fossils. Palaeont. Indica. Ser. XIII. 1. 83.

[4] Auf den ebenda erwähnten *Sageceras Hauerianus* werde ich in einer anderen Arbeit zurückkommen.

Digitized by Google

aber die jüngere *M. Wynnei*. Nachdem Waagen den neuen generischen Namen eingeführt, freilich ohne eine genaue Definition des Genus zu geben, werden die folgenden Arten hier eingereiht:

1. *Goniatites Orbignyanus* Ver.
2. *Sageceras primas* Waag.
3. — *Wynnei* Waag.
4. *Goniatites artiensis* Grün.
5. *Sageceras sakmarae* Karp.

Waagen meint, es sei schwer, eine genauere Charakterisirung des Genus *Medlicottia* zu geben, und mit Recht, denn wenn man diese fünf Arten kritisch untersucht, so bemerkt man, dass der eigenartig gestaltete Siphonalsinus[1], der überdies zur Zeit als *Medlicottia* begründet wurde, bei den beiden letztgenannten Arten noch nicht einmal genügend gekannt war, das einzig gemeinsame Merkmal ist. Im Übrigen ergeben sich die grössten Verschiedenheiten. Zunächst scheidet eine derselben, *Sageceras sakmarae* Karp., ohne weiteres aus; sie ist späterhin von ihrem Autor dem Genus *Propinacoceras* eingereiht worden. Auch *Goniatites artiensis* ist, wie ich weiter unten ausführen werde, abzutrennen, da ganz erhebliche Differenzen zwischen *G. artiensis* und dem Typus des Genus *Medlicottia*, der *M. primas*, existiren, Differenzen, die meiner Ansicht nach über das Maass der specifisch zulässigen Unterschiede hinausgehen.

Es bleiben somit nur noch drei Arten übrig, und unter diesen existirt ein grösserer Unterschied zwischen *Medlicottia primas* und *M. Wynnei* als zwischen ersterer und *M. Orbignyana*.

Im Jahre 1887 beschrieb Gemmellaro[2] fünf neue Arten, nämlich:

Medlicottia Verneuili n. sp.
— *Schopeni* n. sp.
— *Marcoui* n. sp.
Medlicottia bifrons n. sp.
— *Trautscholdi* n. sp.

Wenn man die hier aufgeführten Arten mit dem Typus von *Medlicottia* vergleicht, so fallen zwei Unterschiede in die Augen.

[1] Um dem Leser das Verständniss zu erleichtern, bemerke ich, dass ich für das morphologische Element, welches die älteren Autoren als Siphonallobus bezeichneten, den Namen Siphonalsinus einführe, und den Siphonallobus im engeren Sinne von dem Siphonalsinus unterscheide.

[2] La Fauna dei Calcari con *Fusulina* 1. 50—55.

Digitized by Google

Zunächst scheint es sicher, obschon ich gerade hierauf nicht allzuviel Gewicht legen möchte, dass keine der Gemmellaro'schen Arten auch nur annähernd die Grösse der typischen Medlicottien erreicht. Mit Ausnahme der *Medlicottia Verneuili* sind alle anderen Arten kleine Formen, die, wenn wir die Suturlinie berücksichtigen, als erwachsen gelten dürfen. Wichtiger erscheinen mir jedoch die folgenden Unterschiede:

Alle von Gemmellaro beschriebenen Arten besitzen eine schmale, tief gefurchte Siphonalseite, die beiderseits von scharfen Kielen eingefasst ist, und was besonders charakteristisch erscheint, diese Furche ist durch zahlreiche regelmässige Querlamellen oder -leisten ausgezeichnet. Eine Ausnahme scheint *Medlicottia Trautscholdi* zu machen, bei der die Furche glatt ist, aber da Ähnliches auch bei *M. Verneuili* vorkommt (siehe Gemmellaro p. 5), so dürfte dies wohl nur auf den Erhaltungszustand zurückzuführen sein [1].

Der Typus des Genus *Medlicottia, Goniatites primas,* zeigt nun zwar eine sehr schmale, beiderseits gekielte und tief gefurchte Siphonalseite, aber diese Furche ist glatt und weist keine Querleistchen auf. Man könnte sich darum versucht fühlen, in der Sculptur der Siphonalfurche bei den sicilianischen Medlicottien einen tiefergehenden Unterschied gegen den Typus *Medlicottia primas* zu erblicken, falls dieser Charakter allgemein wäre, aber da einige Arten eine glatte Siphonalfurche zeigen, während z. B. bei *M. Verneuili* Individuen mit glatter und gerippter Siphonalfurche vorkommen, so wird man in dieser Berippung wohl etwas Zufälliges erblicken dürfen, das durch den Erhaltungszustand bedingt ist, wenn die unten gegebene Erklärung zutreffend ist.

---

[1] Eine Erklärung dieser Querlamellen dürfte vielleicht eine Beobachtung, die ich an *Medlicottia dalailamae* Diener machte, geben. Wenn man nämlich die Siphonalseite dieser Art genauer betrachtet, so sieht man, dass die kleinen, zwischen den rudimentären Adventivloben gelegenen Sättel durchweg etwas reliefartig erhaben sind. Man denke sich nun eine schmale Siphonalseite, derartig, dass die Erhebungen in der Mitte verschmelzen, und die Lobenlinien dicht aufeinanderfolgen, so wird eine ähnliche Sculptur resultiren, wie sie bei den sicilianischen Arten beobachtet ist. Diese Sculptur wäre sonach als eine unmittelbare Folge des eigenartigen Siphonalsinus anzusehen.

Digitized by Google

Wesentlich wichtiger ist die geringere Zahl von rudimentären Adventivloben; da die schönen Untersuchungen Karpinski's gelehrt haben, dass wir hierin ein genetisches Merkmal erblicken müssen, indem der Siphonalsinus von *M. Orbignyana* auf den älteren Windungen eine geringere Zahl von rudimentären Adventivloben besitzt, als auf den jüngeren (s. Taf. XX), so dürfen wir wohl mit Recht in den sicilianischen Formen Arten erblicken, die geologisch älter sind als der Typus *M. primas* Waag.[1]

Mit Recht meint Karpinski, dass *M. Schopeni* Gem. auszuscheiden ist, denn die Sculptur der Siphonalseite, namentlich aber der Siphonalsinus, dem die Zackung der Innenseite vollständig fehlt, sind so wesentliche Abweichungen vom Typus des Genus *Medlicottia*, dass es füglich nicht angänglich ist, diese Art bei *Medlicottia* unterzubringen.

Im Übrigen kann man das Gesammturtheil über die sicilianischen Medlicottien nach Ausscheidung der *M. Schopeni* dahin zusammenfassen, dass dieselben in Bezug auf Form der Schale und den Charakter der Lobenlinie, namentlich den in der Mitte eingeschnürten Sätteln, die grösste Übereinstimmung mit dem Typus des Genus *M. primas* zeigen. Abweichend ist nur die im Allgemeinen geringere Grösse der Schale und die mit Querleisten versehene Siphonalseite, allein ob in diesen Merkmalen andere als specifische Unterschiede zu erblicken sind, mag fraglich erscheinen.

Weitaus am Eingehendsten hat sich Karpinski[2] mit dem Genus *Medlicottia* beschäftigt und seine hierauf bezüglichen Darstellungen enthalten eine Fülle der werthvollsten Beobachtungen, namentlich in Bezug auf die Entwickelung der Lobenlinie. Auch hat Karpinski bereits richtig erkannt, dass *M. primas* Waag. und *M. Wynnei* Waag. als Typen von zwei verschiedenen Gruppen anzusehen sind, und mit grossem Scharfblick hat er bereits die Gruppe der schmalrückigen Medli-

[1] Ich möchte bei dieser Gelegenheit nicht vergessen, darauf hinzuweisen, dass bereits Waagen (l. c. p. 42) auf ähnliche Beziehungen zwischen *Medlicottia primas* und *M. Orbignyana* aufmerksam gemacht hat.

[2] Über die Ammoneen der Artinsk-Stufe. Mém. de l'Acad. d. Sc. de St. Pétersbourg. VII Sér. 37. No. 2. 1889. p. 21.

Digitized by Google

cottien, als Gruppe der *M. Orbignyana*, von den breitrückigen, als Gruppe der *M. Wynnei*, unterschieden.

Ich kann ihm aber darin nicht beipflichten, wenn er diesen beiden Gruppen eine dritte, die Gruppe der *M. artiensis*, hinzufügt und dieselbe folgendermaassen charakterisirt:

„Siphonalseite breit mit einer Längsfurche; zu beiden „Seiten derselben befinden sich Höcker oder kurze Rippen, „welche sich nicht selten in die Flankenrippen der Schale „verlängern. Externsattel verhältnissmässig niedrig und „schmal."

Die hier charakterisirte Gruppe weicht in so vielen und wesentlichen Momenten vom Typus des Genus ab, dass es meines Dafürhaltens nicht angeht, dieselbe unter *Medlicottia* zu behalten, es sei denn, dass man die generischen Grenzen in ungewöhnlicher Weise erweitert. Da ist zunächst die Sculptur der Schale, die namentlich auf der breiten Siphonalseite in Form von dicken, knotigen Rippen ausgeprägt ist. Auch nicht eine der typischen Medlicottien zeigt Ähnliches. Selbst die breitrückigen Formen, die bisher bekannt sind, wie *Episageceras Wynnei* Waag., *E. dalailamae* und die weiter unten beschriebene neue Art *E. latidorsatum* zeigen niemals auch nur eine Spur von ähnlichen knotigen Querrippen. Feine Querstreifen, aber niemals Rippen. Wichtiger ist noch die Lobenlinie, namentlich die Form des, für die Medlicottien so ungemein charakteristischen äusseren Zweiges des Externsattels. Bei allen typischen Medlicottien ist derselbe ganz schmal und endigt in einem abgerundeten Blatt; bei *Medlicottia artiensis* ist derselbe breit, niedrig und endigt fingerförmig (s. Taf. XX). Am Wesentlichsten erscheint jedoch die geringe Zahl der rudimentären Adventivloben, die auf der Aussenseite nur zwei, auf der Innenseite nur drei beträgt. Nachdem Karpinski selbst auf die genetische Bedeutung dieses Merkmals aufmerksam gemacht hat, muss es befremdlich erscheinen, dass die geologisch jüngere Art *M. artiensis* eine geringere Zahl von Zacken besitzt wie die älteren sicilianischen Formen vom Typus der *M. Verneuili*. Ob dem Unterschiede in der Form der Sättel tiefere Bedeutung beizumessen ist, will mir fraglich erscheinen, denn abgesehen davon, dass auch *M. Orbignyana* einfach gerundete und keine gekerbten Sättel besitzt, so werde ich später

Digitized by Google

nachweisen, dass dieser Charakter auf mechanische Ursachen zurückzuführen ist.

Aber selbst, wenn wir diesen Unterschied beiseite lassen, so ergab sich dennoch eine solch erhebliche Menge von Differenzen zwischen *M. artiensis* und den typischen Medlicottien, dass es zweckmässiger erscheinen dürfte, diese Art abzutrennen.

Da die beiden anderen aufgeführten Arten *M.* sp. indet. und *M. Karpinskiana* nach dem Autor eine grosse Ähnlichkeit mit *M. artiensis* besitzen, so wird es, falls sich deren specifische Selbständigkeit in der Zukunft ergeben würde, ebenfalls zweckmässig sein, dieselben von *Medlicottia* abzuscheiden. Das Resultat dieser Betrachtung wäre somit, dass in der Artinsk-Stufe nur eine typische *Medlicottia*, die *M. Orbignyana*, vorkommt.

Diener[1] beschrieb im Jahre 1897 eine weitere Art, die er *M. dalailamae* nannte. Diese Art ist durch eine breite, flache Siphonalseite, mit nur leicht angedeuteter Medianfurche, durch einen breiten, tiefen Siphonalsinus, langen schmalen, vielfach gezackten Externsattel und ganzrandige Lateralsättel ausgezeichnet. Mit anderen Worten, in allen wesentlichen Merkmalen stellt diese Art, die Diener mit Recht der Gruppe der *M. Wynnei* zuzählt, gerade das Gegentheil von *M. primas* Waag. dar.

Wir sind jetzt somit dahin gelangt, dass, wenn wir auf Grund der als Medlicottien bezeichneten Arten, nämlich:

1. *Medlicottia primas* Waag.
2. — *Wynnei* Waag.
3. — *Orbignyana* Ver. sp.
4. — *artiensis* Grün sp.
5. — *Verneuili* Gem.
6. *Medlicottia Marcoui* Gem.
7. — *bifrons* Gem.
8. — *Trautscholdi* Gem.
9. — *Schopeni* Gem.
10. — *dalailamae* Diener

abgesehen von den beiden zweifelhaften Arten aus der Artinsk-Stufe und dem von Waagen als *Medlicottia* bezeichneten *Propinacoceras sakmarae* Karp., eine Charakteristik des Genus geben würden, dieselbe folgendermaassen lautete:

„Schale scheibenförmig, hochmündig, eng genabelt. Siphonal-
„seite entweder schmal mit tiefer Furche, oder breit mit

[1] The Cephalopoda of the Lower Trias. Pal. Indica. Ser. XV. Himalayan Fossils. 2. Pl. 1.

Digitized by Google

„seichter Medianfurche, oder breit und glatt mit drei Median-„furchen unter der Schale. Siphonalseite bei einer Art mit „dicken knotigen Querrippen, bei zwei Arten mit feinen Quer-„streifen, bei den übrigen Arten mit feinen Querleistchen „bedeckt. Seitenrippen manchmal vorhanden, meistens fehlend. „Lobenlinie[1] durch zahlreiche Lateralloben und einen manch-„mal breiten und niedrigen, meistens aber hohen und schmalen „gezackten Externsattel, sowie durch einen manchmal schmalen, „manchmal breiten Siphonalsinus von beträchtlicher Tiefe „charakterisirt."

Es liegt auf der Hand, dass eine derartige Definition des Genus *Medlicottia* nicht den Ansprüchen gerecht wird, die man an eine scharfe, unzweideutige Charakterisirung zu stellen hat, und es ist darum auch ohne weiteres klar, dass die Grenzen des Genus *Medlicottia* zu weit gesteckt sind. Bereits Karpinski hat diesen Übelstand empfunden und darum das Genus in drei Gruppen zerlegt. Eine Dreitheilung des Genus *Medlicottia* lag also bereits in der Luft, und wenn wir die beiden Gruppen mit breiter Siphonalseite abtrennen und den Namen *Medlicottia* auf die Gruppe der *M. Orbignyana* Ver. mit dem Typus *M. primas* Waag. beschränken, so erhalten wir eine Zahl von Arten, die, durch eine Reihe von gemeinsamen Merkmalen verbunden, sich als eine wohl charakterisirte natürliche Gruppe kennzeichnen.

Die hierher gehörigen Arten sind:

Medlicottia primas Waag.
— *Orbignyana* Vern. sp.
— *Verneuili* Gem.
Medlicottia bifrons Gem.
— *Marcoui* Gem.
— *Trautscholdi* Gem.

Für die zweite Gruppe, welche Karpinski unter dem Namen Gruppe der *M. Wynnei* unterschieden hat, schlage ich den Namen *Episageceras* vor; die hierher gehörigen Arten sind:

Episageceras Wynnei Waag. sp.
— *dalailamae* Diener sp.
— *latidorsatum* n. sp.

Ob es zweckmässig ist, die dritte von Karpinski unterschiedene Gruppe der *M. artiensis* ebenfalls mit einem be-

[1] Ich sehe hierbei von der präciseren Definition der einzelnen Loben, die ich später p. 349 geben werde, als unnöthig ab.

Digitized by Google

sonderen generischen Namen zu belegen, vermag ich nicht zu entscheiden. In der Sculptur besitzt diese Art jedenfalls eine grosse Übereinstimmung mit *Propinacoceras*.

Von besonderer Wichtigkeit erscheint mir bei dieser Theilung auch das geologische Moment. In dem Sinne, wie hier vorgeschlagen, ist das Genus *Medlicottia* ausschliesslich auf Ablagerungen permischen und permocarbonen Alters beschränkt. Das Genus *Episagereras* tritt zuerst im oberen *Productus*-Kalk, nahe der Grenze zur Trias, auf und setzt sich in einem Repräsentanten in die untere Trias fort, wo es ausstirbt. Es ist somit durch die von mir vorgeschlagene engere Begrenzung des Genus *Medlicottia* die wichtige stratigraphische Thatsache gewonnen, dass Schichten, in denen echte Medlicottien auftreten, nicht jünger als Perm sind. Dagegen bezeichnet das Auftreten des Genus *Episageceras* Schichten, die entweder alleroberstes Perm oder unterste Trias sein müssen, und das Hineinragen des permischen *Episageceras* in die als triadisch angesehenen Ceratitenschichten der Salt Range einen weiteren Beweis für die Continuirlichkeit der palaeozoischen und mesozoischen Ablagerungen in Indien, trotzdem das geradezu momentane Aussterben der palaeozoischen Brachiopoden uns die Kunde von einer Katastrophe, welche die palaeozoische Brachiopodenfauna mit einem Schlage vernichtet hat, giebt.

3. Beschreibung der Genera *Medlicottia* Waagen und *Episageceras* nov. gen.

a) Familie: Medlicottinae Karpinski emend. Noetling.

Unter dem Namen Medlicottinae hat Karpinski die drei Genera *Sicanites*, *Propinacoceras* und *Medlicottia* zu einer Familie vereinigt, allein aus den vorausgehenden Darlegungen geht hervor, und die specielle Untersuchung der Genera *Medlicottia* und *Episageceras* hat es bestätigt, dass es zweckmässiger sein dürfte, die beiden erstgenannten Genera, denen sich vielleicht die sogen. *Medlicottia artiensis* nebst *M. Schopeni* als besonderes Genus anschliesst, abzutrennen und als besondere Familie, für welche der Name Sicanitinae in Vorschlag gebracht sein mag, abzutrennen.

Digitized by Google

Die Medlicottinae in der von mir hier vorgeschlagenen Fassung enthalten dann nur die beiden Genera *Medlicottia* Waagen und *Episageceras* Noetling und die Diagnose der Familie lautet folgendermaassen:

Schale scheibenförmig, hochmündig, sehr involut und eng genabelt. Siphonalseite beiderseits von einem scharfen Kiele begrenzt, entweder schmal oder breit. Wenn schmal, dann tief gefurcht, wenn breit, dann glatt und äusserlich ohne jede Furche, während auf dem Steinkern 1—3 leicht angedeutete Medialfurchen auftreten. Flanken meistens glatt mit sichelförmigen Wachsthumsstreifen, seltener mit sehr flachen Radialrippen.

Länge der Wohnkammer nicht genau bekannt, schwerlich aber 230 Bogengrade überschreitend, wahrscheinlich nicht länger als 180 Bogengrade.

Lobenlinie complicirt, aus Adventiv-, Lateral- und Auxiliarloben und Sätteln bestehend. Siphonalsinus stets sehr tief, entweder schmal oder breit, mit meistens parallelen Seiten. Siphonallobus kurz, wahrscheinlich immer zweispitzig mit niedrigem Medianhöcker. Externsattel durch einen theils kurzen, theils sehr tiefen, zweispitzigen Adventivlobus in zwei sehr ungleiche Theile zerlegt. Der äussere ist meist lang und schmal und erscheint durch eine Reihe von rudimentären Adventivloben tief gekerbt oder gezackt, der innere ist stets kürzer und gleicht den Lateralsätteln. Lateralloben zweispitzig. Äussere Auxiliarloben zweispitzig, innere einfach gerundet. Lateralsättel lang, zungenförmig, entweder ganz randig oder beiderseits in der Mitte gekerbt. Auxiliarsättel wie die Lateralsättel.

Innere Loben nicht bekannt.

Geologisches Vorkommen: Permcarbon bis zur untersten Trias.

Geographische Verbreitung: Indien, Ural, Sicilien, Amerika.

Bemerkungen. Als charakteristischste Eigenthümlichkeit galt das eigenartig geformte, als Siphonallobus bezeichnete Element der Lobenlinie und darum erschien eine generische Bestimmung der hierher gehörigen Arten unschwer ausführbar.

Digitized by Google

Nun hat aber wie es scheint Niemand den Versuch unternommen, die Homologie der einzelnen Lobenelemente festzustellen, um zu einer bestimmten Ansicht zu gelangen, wo die Adventivloben aufhören und welche Loben dem ersten und zweiten Lateral der Ammoniten entsprechen. So schwierig diese Frage auch sein mag, so giebt uns die von KARPINSKI mit so grosser Sorgfalt beschriebene Entwickelung der Lobenlinie von der mit den Medlicottinen nahe verwandten *Medlicottia (?) artiensis* ein Mittel an die Hand, diese Frage mit Sicherheit zu lösen.

Darüber scheinen sich die meisten Autoren einig, und ich stimme dieser Ansicht bei, dass die Zacken des Externsattels als Adventivloben anzusehen sind, nur dass dieselben statt lateral auseinandergezogen, in oraler Richtung vorwärts geschleppt sind. Durch dieses Vorwärtsschleppen entsteht dann ein tiefer Sinus, dessen Breite der Breite der Siphonalseite proportional ist. Dieser Sinus wurde bisher schlechtweg als „Siphonallobus" bezeichnet, aber es ist ganz klar, dass wir als Siphonallobus im engerem Sinne nur den relativ kurzen, stets schmalen und zweispitzigen Lobus am hinteren Ende dieses Sinus ansehen dürfen. Mit Rücksicht auf eine scharfe Präcisirung der einzelnen Suturelemente dürfte es darum zweckmässig sein, für diesen sogen. Siphonallobus den Ausdruck Siphonalsinus einzuführen und daran festzuhalten, dass der Siphonallobus durch den kurzen, schmalen, zweispitzigen Lobus am hinteren Ende des Siphonalsinus repräsentirt wird. Dass diese Ansicht die richtige ist, wird am besten dadurch erwiesen, wenn man sich die Adventivloben lateral auseinandergezogen denkt. Dann bleibt als Siphonallobus nur ein kurzer, schmaler und zweispitziger Lobus mit niedrigem Medianhöcker übrig.

Die Zahl dieser rudimentären Auxiliarloben, die eigentlich nichts weiter als Kerbungen des Externsattels darstellen, steigt bis zu 16 *(Episageceras Wynnei)*, und so viel scheint festzustehen, dass die geologisch älteren Formen eine geringere Anzahl zeigten als die jüngeren Arten. (Man vergl. z. B. *Medlicottia bifrons* GEM., *M. Orbignyana* VER. und *M. primas* WAAG. Taf. XIX Fig. 8, 5, 1.)

Nun entsteht die schwierige Frage: welchen der nächsten Loben haben wir als den ersten Lateral anzusehen? Da

Digitized by Google

beweisen nun die lehrreichen Lobenzeichnungen Karpinski's (s. Taf. XX Fig. 1—13), dass der dem Externsattel zunächst stehende unsymmetrische Lobus, der bei *Episageceras dalailamae* (Taf. XVIII Fig. 1c) tiefer ist als irgend ein anderer Lobus, unmöglich als erster Lateral aufgefasst werden kann.

Wenn wir nämlich die Entwickelung der Lobenlinie von *Medlicottia (?) artiensis* verfolgen (s. Taf. XIX Fig. 1—8), so sehen wir, dass zu beiden Seiten des Siphonallobus zwei Loben, ein breiter und ein schmälerer, auftreten, welche wir unzweifelhaft als ersten und zweiten Laterallobus ansehen müssen. Verfolgt man nun die Entwickelung des ersten Laterallobus weiter, so sieht man bei Fig. 3 die erste Andeutung einer Zweizackung, die bei Fig. 4 völlig zum Ausdruck gelangt ist.

Fig. 4 zeigt aber noch eine andere Erscheinung: auf dem Kamme des breiten Externsattels erscheint ein schwacher Lobus, der sich rasch vertieft und bei Fig. 5 bereits zweispitzig erscheint.

Noch schärfer ausgeprägt ist die Entwickelung dieses Lobus bei *M. Orbignyana* (Taf. XIX Fig. 9—13). Auch hier sehen wir denselben auf dem Kamme des Externsattels sehr frühzeitig auftreten (Fig. 9—10), sich rasch vertiefen, wobei die erste Anlage zur Zweispitzigkeit sich bemerkbar macht. Gleichzeitig wird durch diesen Lobus ein innerer Zweig des Externsattels abgeschnürt (Fig. 11) und in den nächstfolgenden Entwickelungsstadien sehen wir denselben als einen kräftig ausgebildeten zweispitzigen Lobus, der in seiner Form sich in nichts von den Lateralloben unterscheidet, aber doch insofern von jenen abweicht, dass er kürzer ist wie jene, aber, und das ist das wesentlichste Moment, die Axe dieses Lobus sowie des ihm zunächst stehenden Sattels ist schräg nach innen gerichtet.

Man wird dieses Merkmal bei allen Medlicottien wieder finden, während *Episageceras* eine Ausnahme bildet, auf die ich später zurückkommen werde.

Das Ergebniss dieser Betrachtungen ist zunächst das morphologisch hochbedeutsame Resultat, dass auf der Aussenseite des ersten Laterallobus ein überzähliger Lobus auftritt, der in Gestalt und Grösse ganz an die Lateralloben erinnernd,

Digitized by Google

dennoch als Adventivlobus bezeichnet werden muss. Dieser Adventivlobus *A* spaltet den Externsattel *Es* in zwei sehr ungleiche Theile. Der äussere Theil Es_1 ist lang nach vorn gezogen und wird auf beiden Seiten von den rudimentären Adventivloben tief gekerbt, während der innere Theil Es_2 sich in Gestalt in nichts von den Lateralsätteln unterscheidet.

Damit ist also der Beweis erbracht, dass der bisher schlechtweg als Externsattel bezeichnete Sattel nur einen Theil desselben darstellt und dass der eigentliche Externsattel durch zwei morphologisch höchst ungleiche Elemente repräsentirt wird.

Der Adventivlobus *A* und die dadurch bedingte Form des Externsattels *Es* spielt bei der phylogenetischen Entwickelung der Medlicottinen eine hochbedeutsame Rolle und ich werde auf diesen Punkt bei der Besprechung der Genera zurückkommen.

Wenn wir nun die beiden nächstgrössten, d. h. die als Lateralloben zu deutenden Loben in Betracht ziehen, so ergiebt sich, dass bei allen permischen Arten der Familie der zunächst auf den Adventivlobus folgende Lobus weniger tief ist als der nächstfolgende (s. Taf. XVII Fig. 1b, 2b, Taf. XVIII Fig. 3c, Taf. XIX Fig. 1, 2, 3, 5). Einzig und allein bei der triadischen *Episageceras latidorsatum* ist der auf den Adventivlobus *A* folgende erste Laterallobus tiefer als der darauffolgende zweite Lateral. Man steht somit vor der Alternative, dass entweder bei den permischen Arten des Genus *Medlicottia* sowohl, als des Genus *Episageceras* entweder noch ein zweiter Adventivlobus vorhanden ist und dann der dritte und tiefste Lobus dem ersten Lateral der Ammoniten homolog ist, oder aber dass der erste Lateral kürzer und weniger tief als der zweite Lateral ist.

Im ersteren Falle hätten sämmtliche Vertreter der Familie, mit Ausnahme des triadischen *Episageceras latidorsatum*, zwei Adventivloben, im letzteren Falle wäre durchgängig der erste Lateral kleiner und weniger tief als der zweite Lateral. Ich gestehe, dass die erstere Annahme mir wenig einleuchten will. Würde man annehmen, dass sämmtliche Arten dieser Familie zwei Adventivloben besässen, so würde *E. latidorsatum* mit nur einem Adventivlobus eine derartig isolirte Stellung ein-

Digitized by Google

nehmen, dass dieselbe trotz aller sonstigen Übereinstimmung mit den anderen Arten ausgeschieden werden müsste.

Wir sind daher zur Annahme gezwungen, dass bei den permischen Arten der Familie der erste Laterallobus kleiner ist und weniger, tief als der zweite Lateral, dass dagegen bei dem triadischen Vertreter gerade das Umgekehrte stattfindet. Diese Annahme findet wiederum eine gewichtige Stütze in den Lobenzeichnungen Karpinski's.

Ich habe oben ausführlich und wie ich glaube beweisend dargelegt, welchen Lobus wir als den ersten Laterallobus ansehen müssen, und es ergiebt sich aus der Entwickelung der Lobenlinie, dass, wenn auch der erste Laterallobus in seiner primären Anlage tiefer war, als der zweite Lateral, derselbe in seiner weiteren Entwickelung gegen jenen zurückgeblieben ist.

Wir gelangen somit zu der stratigraphisch wichtigen Beobachtung, dass bei allen permischen Arten der Familie der erste Laterallobus kürzer ist als der zweite Lateral, oder mit anderen Worten, dass der grösste und tiefste Lobus nicht wie bei allen anderen Ammoniten den ersten Laterallobus darstellt, sondern den zweiten Laterallobus repräsentirt, dagegen ist bei dem einzigen triadischen Vertreter der Familie *E. latidorsatum* der erste Laterallobus in normaler Weise tiefer, als der zweite Lateral.

In Bezug auf die permischen Arten kann diese Beobachtung als vollständig erwiesen gelten, und zwar für sämmtliche Arten des Genus *Medlicottia* und für *Episageceras Wynnei*. Allein auch die zweite Art *E. dalailamae* Dien. zeigt ein gleiches Verhalten. Nun kommt nach Diener diese Art in Schichten untertriadischen Alters vor, eine Ansicht, der ich mehrfach gegenübergetreten bin, indem ich für diese Schichten ein permisches Alter beanspruchte [1]. Diese Ansicht findet nun durch die oben dargelegte Beobachtung eine indirecte Bestätigung. Es ist nämlich nicht einzusehen, dass, wenn sieben Arten, die ein ganz bestimmtes Merkmal zeigen und ganz zweifelsohne in permischen Schichten auftreten, während die einzige, die ein abweichendes Verhalten zeigt, in sicherlich

[1] Beiträge zur Geologie der Salt Range. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XIV. p. 444. (Siehe auch Lethaea palaeozoica. 2. Dyas.)

Digitized by Google

triadischen Schichten auftritt, die achte Art, welche mit den permischen Arten Übereinstimmung zeigt, triadischen Alters sein soll. Würden die Lateralloben von *E. dalailamae* den gleichen Charakter besitzen wie jene von *E. latidorsatum*, so würde ich ohne Zögern erklären, dass jene eine triadische Art sei, so aber erscheint es mir richtiger, für dieselbe ein permisches Alter zu beanspruchen.

Mit der obigen Feststellung der Homologie der Lateralloben folgt weiter, dass die übrigbleibenden als Auxiliarloben anzusehen sind, deren Zahl bis zu 10 steigen kann. Es ergiebt sich weiter, dass im Allgemeinen das Genus *Medlicottia* eine grössere Anzahl von Auxiliarloben besitzt als das Genus *Episageceras* und dass innerhalb dieser Einschränkung die geologisch älteren Arten wiederum eine kleinere Anzahl von Auxiliarloben besitzen als die geologisch jüngeren Arten.

Die Lobenlinie der Medlicottinae wird daher aus folgenden Elementen gebildet: einem kurzen, schmalen, zweispitzigen Siphonallobus mit niedrigem Medianhöcker, der zusammen mit den äusseren rudimentären Adventivloben einen langen Siphonalsinus von wechselnder Breite bildet, einer Reihe — bis zu 16 — rudimentärer Adventivloben, einem meist sehr tiefen, unsymmetrischen Adventivlobus und neben zwei Lateralloben, von welchen bei allen permischen Arten der erste Lateral-lobus kürzer ist als der zweite, einer Reihe von Auxiliarloben, von welchen die äusseren zweispitzig wie die übrigen sind, die inneren einfach goniatitenartig gerundet. Der grosse Externsattel wird durch den Adventivlobus in zwei ungleiche Theile zerlegt, einen äusseren und einen inneren Theil. Der äussere Theil Es_1 übertrifft den inneren an Länge und wird durch die rudimentären Adventivloben mehr oder minder tief gekerbt. Der innere Theil Es_2 gleicht den übrigen Sätteln und ist bei den Medlicottien beiderseits eingekerbt, bei *Episageceras* ganzrandig. Die Lateral- und Auxiliarsättel gleichen dem inneren Zweige des Es_2 des Externsattels.

b) Genus: *Medlicottia* WAAGEN emend. NOETLING.

Schale scheibenförmig, lateral comprimirt, bei den geologisch jüngeren Arten eine Grösse bis zu 120 mm Durchmesser erreichend.

Digitized by Google

Umgänge hochmündig und so stark involut, dass nur ein enger, nicht sehr tiefer Nabel übrig bleibt. Nach Karpinsky sind die inneren Umgänge viel weniger involut, jüngere Exemplare besitzen demnach einen weiteren Nabel, als ausgewachsene Individuen. Die Flanken sind nahezu flach und nur ganz leicht gewölbt, wobei der Punkt grösster Dicke etwa im unteren Viertel der Höhe liegt. Eine scharfe Nabelkante scheint nicht zu existiren.

Die Siphonalseite ist sehr schmal, beiderseits durch einen scharfen Kiel gegen die Flanken abgesetzt und in der Mitte tief gefurcht. Diese Furche scheint bei den geologisch älteren Arten zahlreiche Querleistchen zu tragen, während sie bei den jüngeren glatt bleibt. Die Schale ist anscheinend bei allen Arten vollkommen glatt und trägt, soweit bekannt, nur sichelförmige Wachsthumsstreifen. Radialrippen sind bisher bei keiner Art nachgewiesen.

Länge der Wohnkammer unbekannt; aus der Analogie mit verwandten Genera zu schliessen, wahrscheinlich kurz etwa 230 Bogengrade lang[1]. Die Lobenlinie besteht aus den folgenden Elementen: einem schmalen Siphonallobus S, einer Reihe, bis zu 12, von rudimentären Adventivloben a, einem Adventivlobus A, zwei Lateralloben L_1 und L_2 und einer Reihe, bis zu 10, von Auxiliarloben a. Sämmtliche Loben sind zweispitzig, mit Ausnahme der rudimentären Adventivloben und der inneren Auxiliarloben, welche einspitzig oder gerundet sind. Siphonalsinus stets tief und schmal, mit parallelen Seiten.

Der Externsattel Es wird durch den Adventivlobus A in zwei sehr ungleiche Theile zerlegt, der äussere Theil Es_1 ist hoch und schmal und wird auf beiden Seiten durch die rudimentären Adventivloben tief gekerbt. Ist die Zahl der rudimentären Adventivloben eine ungerade, so befindet sich die grössere Anzahl auf der Aussenseite. Die Zahl dieser Adventivloben oder Kerbungen ist geringer bei jugendlichen als bei ausgewachsenen Individuen und dementsprechend zeigen

[1] Ich halte es für präciser, die Länge der Wohnkammer statt mit unbestimmten Ausdrücken, wie „etwa ein halber", oder „nahezu dreiviertel" Umgänge in Bogengraden auszudrücken.

Digitized by Google

im Allgemeinen die geologisch älteren Arten eine geringere Zahl, als die geologisch jüngeren.

Der innere Theil Es_2 ist erheblich kürzer und gleicht den Lateralsätteln, gegen welche er jedoch schräg gestellt ist.

Die Lateralsättel sind lang, an der Basis sehr schmal, nach vorn verbreitert, abgerundet und in der Mitte der Höhe beiderseits tief gekerbt. Diese Kerbung verwischt sich jedoch bei den inneren Auxiliarsätteln.

Innere Loben nicht bekannt.

Geologisches Vorkommen. Im Permocarbon von Sicilien 3 Arten. In der Artinskstufe des Ural 1 Art. Im oberen *Productus*-Kalk der Salt Range (Chideru-Gruppe) 1 Art.

Bemerkungen. Die Lobenlinie der hierher gehörigen Arten zeigt bei aller Übereinstimmung doch eine Reihe von Verschiedenheiten, die möglicherweise als genetisch anzusehen sind. Die grössten Unterschiede machen sich hierbei in Bezug auf den Externsattel und den Adventivlobus bemerkbar.

Wenn wir den Siphonallobus *S* betrachten, so ist derselbe bei allen Arten zweispitzig mit Ausnahme von *Medlicottia primas* Waag. und *M. Trautscholdi* Gem., indem er bei ersterer Art einspitzig, bei letzterer dreispitzig ist. Wie wir später (p. 358) sehen werden, ist es jedoch durchaus nicht ganz über allen Zweifel erhaben, ob der Siphonallobus von *M. primas* wirklich einspitzig ist, wie Waagen meint, sondern gewisse Anzeichen sprechen dafür, dass derselbe zweispitzig ist. Was nun *M. Trautscholdi* Gem. angeht, so wird in der Beschreibung erwähnt, dass der Siphonallobus zweispitzig sei, allein die Abbildung der Lobenlinie zeigt einen deutlich dreispitzigen Siphonallobus. Möglicherweise, dass hier ein Versehen des Zeichners vorliegt.

Wie dem auch sein mag, die beiden Ausnahmen gegen die Regel eines zweispitzigen Siphonallobus sind nicht ganz einwandsfrei.

Am auffälligsten sind die Unterschiede in Bezug auf die Theilung des Externsattels durch den Adventivlobus *A*. Bei allen sicilianischen Arten, d. h. also bei den geologisch ältesten Arten ist derselbe sehr kurz und wenig tief, wenn auch stets deutlich zweifingerig. Die geringe Entwickelung

Digitized by Google

dieses Lobus beweist aufs Evidenteste die Richtigkeit der früher dargelegten Ansicht, dass der, dem früher als Externsattel bezeichneten, zunächst folgende Lobus nicht als Lateral-lobus angesehen werden kann, sondern als innerer Zweig des Externsattels aufgefasst werden muss, da er mit jenem auf gemeinsamer Basis entspringt. Diese Eigenschaft tritt namentlich bei *M. Marcoui*, *M. bifrons* und *M. Trautscholdi*, weniger bei *M. Verneuili* hervor (s. Taf. XIX Fig. 7, 8, 9).

Bei der geologisch jüngeren *M. Orbignyana* ist der Adventivlobus *A* bereits viel tiefer, und bei der jüngsten Art *M. primas* hat dieser Lobus bereits eine derartige Tiefe und Breite erreicht, dass der abgetrennte innere Zweig des Externsattels Es_2 scheinbar einen Lateralsattel darstellt (s. Taf. XIX Fig. 1). Allein, wie dem auch sein mag, ob klein oder gross, der Adventivlobus und mit ihm der innere Zweig des Externsattels Es_2 sind stets schräg gegen die übrigen Sättel und Loben gestellt.

In dieser Theilung des Externsattels durch einen mehr oder minder ausgebildeten Adventivlobus müssen wir zweifelsohne ein genetisches Merkmal erblicken, denn es ist wohl kaum ein Zufall, dass dasselbe bei den geologisch jüngeren Formen stärker ausgebildet ist als bei den geologisch älteren Arten. Diese Ansicht findet ihre Stütze ganz besonders in Karpinski's Lobenzeichnungen, wo z. B. bei den Lobenlinien von *M. Orbignyana* (Taf. XX Fig. 9) der Externsattel noch vollständig ungetheilt ist und erst bei einem späteren Stadium (Taf. XX Fig. 11) eine Abschnürung des inneren Zweiges des Externsattels durch Auftreten des Adventivlobus hervorgerufen wird.

Was die rudimentären Adventivloben angeht, so ist deren Zahl, wie ich bereits oben bemerkt, bei den geologisch älteren Arten geringer als bei den jüngeren Arten, und zwar endigt Es_1 bei allen Arten monophyll mit Ausnahme der *M. Orbignyana*, wo derselbe dreiblätterig erscheint. Auf diesen Punkt möchte ich jedoch nicht allzuviel Gewicht legen, denn abgesehen davon, dass Verneuil's Lobenlinie einen monophyll endigenden Es_1 zeigt (s. Taf. XIX Fig. 5), so ist die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, dass bei Karpinski's Lobenlinie (Taf. XX Fig. 13), welche zweimal vergrössert ist, dieser Charakter etwas über-

Digitized by Google

trieben zum Ausdruck gebracht ist, statt dass die monophylle Endigung mehr zur Geltung gelangt ist.

Was die Lateralloben anbelangt, so ist bei allen geologisch älteren Arten der erste Lateral L_1 schwach unsymmetrisch, derart, dass der äussere Finger länger ist als der innere, wie man dies besonders deutlich bei *M. Trautscholdi* (Taf. XIX Fig. 9) und *M. Marcoui* (Taf. XIX Fig. 7) sieht. Auch *M. Orbignyana* (Taf. XX Fig. 13) lässt noch einen deutlichen Unterschied in der Stärke der Spitzen erkennen, aber bei *M. primas* (Taf. XIX Fig. 1) ist der Unterschied bereits derartig abgeschwächt, dass man scharf zusehen muss, um denselben überhaupt noch zu erkennen. Dass der erste Lateral-lobus bei allen Medlicottien weniger breit und meist auch etwas weniger tief ist, als der zweite Lateral, habe ich bereits oben dargelegt.

Betrachten wir nun die übrigen Lateralloben, so sehen wir, dass bei den geologisch ältesten Arten der innere Finger grösser und länger ist als der äussere Finger, obschon dies Merkmal eigentlich nur bei zwei Arten: *M. Trautscholdi* (Taf. XIX Fig. 9) und *M. Marcoui* (Taf. XIX Fig. 7) besonders zur Geltung gelangt. Noch weniger deutlich ist dies bei *M. Orbignyana* (Taf. XX Fig. 13) der Fall und bei *M. primas* (Taf. XIX Fig. 1 b) scheint es gar, als ob das Umgekehrte der Fall wäre, doch scheint die Erhaltung meines Materials dies nicht mit Sicherheit zu behaupten.

Was die Sättel angeht, so unterscheidet der äussere Zweig des Externsattels sich von allen übrigen Sätteln durch seine lange, vorgezogene, tief gezackte Gestalt, während der innere Zweig in seiner Form stets den Lateralsätteln gleicht. Nun scheint es auf den ersten Blick, als ob wir in Bezug auf die Gestalt der Lateralsättel zwei Formenreihen unterscheiden könnten, nämlich Formen mit gekerbten Lateralsätteln und Formen mit glatten Lateralsätteln. Dies mag wohl auch zutreffen, aber ein genetisches Merkmal dürfen wir hierin kaum erblicken, denn unter den geologisch älteren Arten giebt es Formen mit gekerbten und solche mit ganzrandigen Sätteln. Man kann also schwerlich annehmen, dass die Kerbung der Sättel mit der Entwickelung zusammenhängt,

Digitized by Google

wahrscheinlich ist dieselbe auf mechanische Ursachen zurückzuführen, wie ich weiter unten ausführen werde.

Aus obigen Darlegungen geht hervor, dass wir in Bezug auf die Lobenlinie der *Medlicottia* in der Lage sind, gewisse entwickelungsgeschichtliche Momente genau fixiren zu können. Kurz zusammengefasst sind dieselben folgende:

1. Bei geologisch älteren Arten tritt nur ein wenig ausgeprägter Adventivlobus *A* auf, während er bei den geologisch jüngeren Arten eine so erhebliche Breite und Tiefe erreicht, dass er einen Laterallobus zu repräsentiren scheint.

2. Bei geologisch älteren Arten ist die Zahl der primitiven Adventivloben geringer als bei geologisch jüngeren Arten.

3. Bei geologisch älteren Arten sind mit Ausnahme des ersten Laterallobus die anderen Lateralloben unsymmetrisch zweispitzig der Art, dass der innere Finger stärker und länger ist als der äussere; bei geologisch jüngeren Arten tritt allmählich Symmetrie ein und es hat fast den Anschein, als ob bei der allerjüngsten Art gerade das Gegentheil stattfindet.

Diese hier dargelegten Ansichten sind theils durch ontogenetische, theils durch phylogenetische Untersuchungen und Beobachtungen erwiesen und wir dürfen darum für dieselben ein gewisses Maass von Zuverlässigkeit beanspruchen. Ich muss allerdings bemerken, dass ich hierbei von der Voraussetzung ausgegangen bin, dass die sicilianischen Fusulinenkalke älter als die Artinskstufe sind, und diese wiederum älter als der *Productus*-Kalk der Salt Range ist. Indem ich von dieser Auffassung ausgehend, die Lobenlinie der einzelnen Arten miteinander verglich, gelangte ich zu bestimmten Schlussfolgerungen, die durch die Entwickelung der Lobenlinie von *M. Orbignyana* bestätigt wurden. Namentlich gilt dies in Bezug auf die Theilung des Externsattels.

Sollte es sich aber einmal durch spätere Untersuchungen herausstellen, dass die geologische Altersfolge der hier in Betracht kommenden Schichten nicht die ist, wie hier angenommen wurde, so sind natürlich die unter 1 bis 3 angeführten Schlussfolgerungen hinfällig, damit wäre dann aber auch gleichzeitig der Nachweis erbracht, dass die ontogenetische Entwickelung der Lobenlinie für irgend welche

Digitized by Google

Schlussfolgerungen geologischer Art nicht verwendet werden kann[1].

Medlicottia primas Waagen. — Taf. XVII Fig. 1a, 1b.

1872. *Goniatites primas* Waagen. Mem. Geol. Surv. of India. **9**. 356. Taf. I Fig 4.
— *Sageceras primas* Mojs. Verh. k. k. geol. Reichanst. No. 15. p. 316.
1873. „ „ Mojs. Gebirge um Hallstadt. Abh. k. k. geol. Reichsanst. **6**. 69.
1887. „ „ Waagen. *Productus* limestone Fossils. Palaeont. Ind. (13.) **1**. 39. Taf. II Fig. 7.
— *Medlicottia primas* Waagen. Ebenda. p. 83.

Bisher sind nur zwei fragmentarisch erhaltene Stücke dieser Art bekannt geworden, von welchen das eine auf einen Schalendurchmesser von mindestens 120 mm schliessen lässt. Wir müssen daher annehmen, dass die Schale eine erhebliche Grösse erreicht hat. Trotz der fragmentarischen Erhaltung beider Stücke kann man mit Sicherheit sagen, dass die Schale scheibenförmig und lateral stark comprimirt war, sowie dass die grösste Dicke etwa im untersten Viertel der Höhe lag, von wo aus die nahezu flachen Flanken leicht geneigt gegen die Siphonalseite convergirten. Es lässt sich ferner ebenfalls mit Bestimmtheit sagen, dass die Umgänge sehr hochmündig waren und dass die Involubilität so stark war, dass nur ein enger Nabel offen blieb. Die Siphonalseite ist sehr schmal, beiderseits durch einen scharfen Kiel gegen die Flanken abgesetzt, und in der Mitte tief gefurcht. Keines der beiden Exemplare lässt eine Spur von Querleistchen oder Querstreifen

[1] Obiges befand sich bereis im Druck, als mir Tschernyschew's grosse Abhandlung „Über die obercarbonischen Brachiopoden des Ural und des Timan" zur Hand kam. Nach Tschernyschew ist der *Productus*-Kalk älter sowohl als die Artinsk-Stufe, und die sizilianischen Fusulinenkalke. Dieser Auffassung vom Alter des *Productus*-Kalkes schliesse ich mich allerdings durchaus nicht an, allein wenn wir dieselbe als richtig gelten lassen, so wäre damit der positive Beweis erbracht, dass alle auf die Entwickelung der Lobenlinie basirten geologischen Schlussfolgerungen hinfällig sind. Wie weit diese Ansicht Beifall finden dürfte, mag dahingestellt bleiben, jedenfalls steht fest, dass bei so grundverschiedenen Ansichten über das Alter des *Productus*-Kalkes wie Tschernyschew's und die meinige sind, Fragen angeschnitten werden, die von weitergehender, als rein principieller Bedeutung sind.

Digitized by Google

erkennen, es mag daher wohl als sicher gelten, dass die Siphonalseite glatt war. Auch auf den Flanken lässt sich keinerlei Spur von Radialrippen erkennen, und wir müssen somit annehmen, dass, abgesehen von Wachsthumsstreifen, die Schale glatt war.

Über die inneren Windungen, ebenso die Länge der Wohnkammer, ist bisher nichts bekannt.

Der Siphonallobus ist sehr kurz, schmal, wahrscheinlich zweispitzig, mit einem niedrigen Medianhöcker, und zwar dürfte das untere Ende in gleicher Höhe mit der inneren Spitze des Adventivlobus *A* liegen.

Die Adventivloben bestehen aus den rudimentären Adventivloben a_{1-9} und einem tiefen, unsymmetrisch zweispitzigen Lobus *A*. Erstere treten zu beiden Seiten des äusseren Zweiges des Externsattels Es_1 auf, und zwar befinden sich auf der Aussenseite fünf, auf der Innenseite vier solcher Loben oder Kerben, die im Allgemeinen nach rückwärts an Tiefe zunehmen.

Der Siphonalsinus ist lang und sehr schmal, mit nahezu parallelen, tief gekerbten Seiten, und endigt scheinbar einspitzig.

Der eigentliche Adventivlobus *A* ist ziemlich tief und unsymmetrisch zweispitzig, wovon die äussere, schräg gerichtete Spitze stark an die rudimentären Kerbungen erinnert. Die innere Spitze ist fingerförmig und gerade nach hinten gerichtet.

Die Lateralloben L_1 und L_2 reichen erheblich weiter nach rückwärts als die innere Spitze des Adventivlobus und endigen in zwei langen, fingerförmigen Spitzen. Der erste Lateral ist immer etwas kürzer, d. h. weniger tief und schmäler als der zweite Lateral. Auxiliarloben sind in der Zahl von 10 vorhanden, und zwar sind die äusseren genau so gestaltet wie die Lateralloben, allein indem sie gegen die Nabelkante an Tiefe und Breite abnehmen, verschwinden allmählich auch die beiden Spitzen. Antisiphonallobus und Loben der Innenseite nicht bekannt.

Der Externsattel *Es* ist das eigenartigste Element der ganzen Lobenlinie, indem er sich nämlich aus zwei morphologisch grundverschiedenen Theilen zusammensetzt. Der äussere

Digitized by Google

Theil Es_1 ist gewissermaassen von innen nach aussen comprimirt und dabei stark nach vorwärts gezerrt. Die rudimentären Adventivloben, durch welche er gekerbt wird, ordnen sich hiernach statt radial in der Längsrichtung, gewissermaassen zu beiden Seiten eines langen schmalen Sattels an.

Der innere Zweig Es_2 ist ziemlich kurz und stimmt in seiner Form mit den Lateralsätteln überein, aber seine Axe ist gegen jene schräg gestellt.

Die Lateral- und ebenso die äusseren Auxiliarsättel sind lang, aber von geringer Breite; an der Basis verschmälert, verbreitern sie sich zungenförmig nach vorn, wobei sie in der Mitte der Höhe durch einen tiefen Einschnitt auf beiden Seiten eingekerbt sind. Die Auxiliarsättel nehmen an Länge nach innen ab, wobei gleichzeitig die Einkerbung verschwindet, so dass dieselben nur noch zungenförmige, an der Basis etwas eingeschnürte Lappen darstellen [1].

Geologisches Vorkommen: Ein Exemplar aus der Zone der *Medlicottia Wynnei* (oberer *Productus*-Kalk) von Warcha, ein Exemplar aus der Zone des *Xenodiscus carbonarius* (mittlerer *Productus*-Kalk) von Jabbi.

Bemerkungen. Die hier beschriebene Art, die leider bisher nur in zwei fragmentarischen Exemplaren bekannt ist, muss als der Typus des Genus *Medlicottia* gelten, und wenn es auch bisher noch nicht gelungen ist, eine vollständige Schale zu erhalten, so genügt das darüber Bekannte, um uns ein ziemlich correctes Bild derselben zu geben. Wichtiger beinahe noch als die äussere Form, ist die Gestaltung der Lobenlinie und hierüber sind wir auf das Genaueste informirt.

Da ich das Wesentliche über die Homologie der Loben bereits oben ausgeführt habe, so bleiben nur noch einige wenige, allerdings wichtige Punkte zu besprechen. Waagen's Original zeigt einen einspitzigen Siphonallobus [2] ohne medianen

[1] Sowohl in der Figur als in der Zeichnung der Lobenlinie nicht ganz correct zum Ausdruck gebracht.

[2] Es ist gleichgültig, ob wir hier nun den Siphonallobus in dem engeren hier gebrauchten Sinne ansehen, oder den Siphonallobus im Sinne früherer Autoren, hier als Siphonalsinus bezeichnet. Das hintere Ende erscheint einspitzig.

Digitized by Google

Höcker[1]. Nun fragt es sich allerdings, ob dies in der That zutrifft; da glaube ich denn nach aufmerksamer Betrachtung des Waagen'schen Originales, unterstützt durch eine allerdings nicht ganz einwandsfreie Beobachtung an dem zweiten Fragment, annehmen zu dürfen, dass der Siphonallobus nicht ganz richtig restaurirt ist, sondern in der That zweispitzig ist und einen medianen Höcker besitzt. Wäre es richtig, dass der Siphonallobus von *M. primas* einspitzig ist, so stände dieselbe so zu sagen für sich, denn mit Ausnahme der *M. Trautscholdi* zeigen alle anderen Arten einen zweispitzigen Siphonallobus. Jedenfalls kann diese Frage nur nach Auffindung von besser erhaltenem Material entschieden werden, obschon ich, wie gesagt, anzunehmen geneigt bin, dass der Siphonallobus thatsächlich zweispitzig ist. Weiterhin erscheint die Form der Sättel von erheblicher Bedeutung, allein ich glaube, dass, so wichtig dieser Charakter auch auf den ersten Blick erscheint, demselben doch nicht die fundamentale Bedeutung zukommt wie man glauben möchte, dass vielmehr die eigenartige Gestaltung auf rein mechanische Ursachen zurückzuführen ist.

Wenn man nämlich Waagen's Original der *M. primas* genauer betrachtet, so sieht man an einzelnen Stellen, dass die gekerbten Sättel dadurch zu Stande kommen, dass die Lobenlinien so dicht beieinander stehen, dass die Spitzen der nachfolgenden Scheidewand bis zur Hälfte der Höhe der Sättel der vorhergehenden Scheidewand hinabreichen und, indem sie sich eng an jene anlegen, gleichsam hineinpressen, entsteht die gekerbte Form der Sättel.

Bei *M. Orbignyana* berühren sich zwei aufeinanderfolgende Suturen gleichfalls, wie z. B. aus Karpinski's Fig. 1m (Taf. XX Fig. 13) deutlich hervorgeht, aber die Suturen folgen sich augenscheinlich nicht so eng gedrängt, dass die Spitzen eines jüngeren Lobus sich in die Sättel der vorhergehenden Scheidewand hineinpressen.

Hiernach scheint es mir erwiesen, dass die gekerbten Sättel bei *M. primas* und auch bei den sicilianischen Arten einfach auf den mechanischen Druck der sehr rasch aufeinander-

[1] Derselbe ist in der gleichen Weise hier dargestellt, da sich ohne Schädigung des Originales die eingezeichnete Lobenlinie Waagen's nicht wegkratzen liess.

Digitized by Google

folgenden Scheidewände, wobei die Sättel einer älteren Scheidewand sich einstülpten, um Platz für die Loben der nächstfolgenden zu gewinnen, zurückzuführen sind.

Folgten die Scheidewände nicht so dicht aufeinander wie z. B. bei *M. Orbignyana,* so erfolgte auch keine Kerbung der Sättel. Mit anderen Worten: Arten, bei welchen auf einen Sector von gleichem Bogenmaass mehr Scheidewände zu zählen sind, als bei anderen, werden in der Regel gekerbte Sättel besitzen, und zwar wird die Tiefe der Kerbung der Zahl der Scheidewände innerhalb eines gleichen Bogens direct proportional sein. Es ist also meiner Ansicht nach die Kerbung der Sättel nicht als genetisches Moment aufzufassen. Wäre dem so, so könnte man nicht ganz verstehen, warum die sicilianischen und indischen Medlicottien gekerbte Sättel zeigen, welche der *M. Orbignyana* fehlen, die geologisch wohl jünger[1] als die Arten aus Sicilien, sicherlich aber älter ist als *M. primas.*

Zum Schlusse möchte ich noch bemerken, dass Waagen's Original mit grosser Wahrscheinlichkeit aus den obersten Schichten des mittleren *Productus*-Kalkes, d. h. den von mir als Zone des *Xenodiscus carbonarius* benannten Schichten stammt. Ich habe nunmehr Jabbi zwei Mal besucht und die ganze Umgebung sorgfältig begangen, aber mit Ausnahme einer einzigen, allerdings sehr fossilreichen Localität, deren Lage ziemlich genau mit Waagen's Beschreibung übereinstimmt, giebt es nirgendswo in der näheren Umgebung von Jabbi einen Platz, wo Fossilien gefunden wurden. Diese Schichten bilden nun unzweifelhaft die obersten plattigen Lagen des mittleren *Productus*-Kalkes und dieselben sind ebenso unzweifelhaft älter als der ganze obere *Productus*-Kalk (Chideru-Gruppe).

Das zweite Exemplar wurde unmittelbar unter der Zone des *Euphemus indicus,* also nahe der Grenze des *Productus*-Kalkes, bei Warcha von Koken gefunden.

Die genaue Feststellung des Horizontes beider Arten ist von ganz besonderer Wichtigkeit, wie die früheren Betrachtungen zur Genüge bewiesen haben.

---

[1] Vergl. hierzu Anmerkung auf p. 355.

Digitized by Google

Medlicottia Orbignyana Vern. sp. — Taf. XIX Fig. 5, Taf. XX Fig. 9—13.

(Synonyme siehe Karpinski, Über die Ammoneen der Artinsk-Stufe etc. Mém. de l'Acad. d. Sciences de St. Pétersbourg. 1890. **37**. 32.)

In der äusseren Form besitzt *M. Orbignyana* die grösste Ähnlichkeit mit *M. primas*, so dass es schwer fällt, aus Abbildungen allein Unterschiede herauszufinden. Dies ist an sich um so schwieriger, als ja die Gestalt der Schale bei der letztgenannten Art nicht genau bekannt und nur aus zwei Fragmenten reconstruirt ist.

Sehr wesentliche Unterschiede ergiebt jedoch der Vergleich der Lobenlinie. Der Siphonallobus ist anscheinend länger als bei *M. primas*, und wenn die Zeichnungen der Lobenlinie *1l* und *1m* (s. Taf. XX Fig. 9—13) von Karpiniski richtig ergänzt sind, so ist der Siphonallobus zweispitzig und der mediane Höcker getheilt. Auf der anderen Seite giebt Verneuil den Siphonallobus deutlich als einspitzig an (s. Taf. XIX Fig. 5). Auffällig scheint mir, dass Karpinski dieser Widerspruch entgangen ist, wenigstens kann ich nirgendswo eine Erwähnung desselben finden. Man wird aber bei kritischer Abwägung jedenfalls der Karpinski'schen Darstellung der Lobenlinie den Vorzug geben dürfen, und man wird vielleicht in der Darstellung der Lobenlinie de Verneuil's einen Hinweis darauf finden, warum der Siphonallobus von *M. primas* bei Waagen als einspitzig dargestellt ist, eine Auffassung, die, wie oben dargelegt, bei der Erhaltung des Stückes nicht ganz einwandsfrei ist.

Wie dem aber auch sein mag, es scheint wohl kaum zweifelhaft, dass *M. Orbignyana* als der nächste Verwandte der *M. primas* anzusehen ist. Ja, es ist sogar nicht ganz von der Hand zu weisen, dass beide Formen in einem genetischen Verhältniss stehen derart, dass man *M. primas* der Salt Range als den directen Nachkömmling der *M. Orbignyana* aufzufassen hätte, indem bei der Wanderung von Nord nach Süd die Art in höhere Schichten hinaufrückte, womit eine Zunahme in der Grösse der Schale Hand in Hand ging[1].

[1] Ist Tschernyschew's Ansicht vom Alter des *Productus*-Kalkes richtig, dann fällt natürlich obige Ansicht in sich zusammen, und *M. primas*

Digitized by Google

Medlicottia Verneuili Gemmellaro. — Taf. XIX Fig. 6.

1887. *Medlicottia Verneuili* Gemmellaro. La Fauna d. Call. con Fus. Fas. I. p. 50. Taf. V Fig. 4—8, Taf. VIII Fig. 5.

Diese Art, obschon die grösste unter den sicilianischen Formen, bleibt dennoch erheblich an Grösse hinter der *Medlicottia primas* zurück, wenn schon sie der *M. Orbignyana* nahe kommt, im übrigen stimmt die Form der Schale vollständig mit *M. primas* überein. Abweichend sind die Querrippchen in der Siphonalfurche, die übrigens nur bei Gemmellaro Fig. 7 zu sehen sind, bei Fig. 5 dagegen fehlen, ferner eine Art von concentrischen Rippen oder Runzeln, die, soweit mir bekannt, bei keiner anderen Art auftreten (s. p. 375). Die Lobenlinie zeigt die grösste Übereinstimmung mit *M. primas*, wobei Gemmellaro ausdrücklich hervorhebt, dass der Siphonallobus zweispitzig ist. Jedenfalls ist der erste Laterallobus kürzer als der zweite, und die Sättel zeigen die charakteristische Kerbung, wie sie bei *M. primas* beobachtet wird. Die Zahl der rudimentären Adventivloben auf dem äusseren Zweige des Externsattels scheint bei beiden Arten die gleiche zu sein.

Medlicottia Marcoui Gemmellaro. — Taf. XIX Fig. 7.

1887. *Medlicottia Marcoui* Gemmellaro. La Fauna d. Call. con Fus. Fas. I. p. 52. Taf. IX Fig. 6—10.

Eine kleine Art, deren Siphonalfurche die charakteristischen Querrippchen zeigt. Die Lobenlinie weist ganz erhebliche Unterschiede auf, die sich auf den ersten Blick in der auffälligen Unsymmetrie der Loben bemerkbar machen, indem nämlich der äussere Finger schräg und breit ist, während der innere Finger schlank und gerade nach rückwärts gerichtet ist.

Der Siphonallobus ist zweispitzig, aber die Zahl der rudimentären Adventivloben ist gering und der Adventivlobus *A* sehr schmal und kurz, aber deutlich zweispitzig. Der erste Laterallobus ist kürzer wie der zweite Lateral und indem der äussere Finger kräftiger und länger ist als der innere,

ist nicht der Nachkomme der *M. orbignyana*, sondern der Ahne, und die Wanderung findet nicht von Nord nach Süd, sondern in umgekehrter Richtung statt, und statt einer Zunahme fand eine Reduction der Schalengrösse statt!

Digitized by Google

steht der Laterallobus in auffälligem Gegensatze zu den anderen Loben, wo gerade das Umgekehrte stattfindet.

Auch die Kerbung der Sättel ist wenigstens bei dem inneren Zweige des Externsattels Es_2, sowie bei dem ersten Lateralsattel gut ausgeprägt.

Medlicottia bifrons Gemmellaro. — Taf. XIX Fig. 8.

1887. *Medlicottia bifrons* Gemmellaro. La Fauna d. Call. con Fus. Fas. I. p. 53. Taf. IX Fig. 16—19.

Dieser Art fehlen die Querleistchen in der Siphonalfurche, und die Lobenlinie ist durch eine tiefgreifende Kerbung der Sättel charakterisirt. Am auffälligsten tritt dies bei dem äusseren Zweig des Externsattels Es_1 hervor; der innere Zweig Es_2 ist auffällig kurz, ebenso wie der Adventivlobus A sehr klein ist. Der erste Lateral ist kürzer wie der zweite Lateral.

Der Siphonallobus ist zweispitzig.

Medlicottia Trautscholdi Gemmellaro. — Taf. XIX Fig. 9.

1887. *Medlicottia Trautscholdi* Gemmellaro. La Fauna d. Call. con Fus. Fas. I. p. 54. Taf. VIII Fig. 27—31.

Ebenfalls eine kleine Art, deren Siphonalfurche glatt und ohne Querleistchen ist. Mit Recht betont Karpinski die grosse Ähnlichkeit der Lobenlinie mit *Medlicottia Orbignyana*, die sich namentlich in der Form der eingekerbten Sättel ausprägt. Allein er übersieht eine Reihe von Merkmalen, so namentlich die geringere Zahl von primitiven Adventivloben auf dem äusseren Zweig des Adventivlobus, die, wenn dieses Merkmal in der That genetische Bedeutung besitzt, die *M. Trautscholdi* auf eine niedrigere Entwickelungsstufe stellen würde als *M. Orbignyana*.

Wichtiger ist die Gestaltung des Siphonallobus; trotzdem Gemmellaro in der Beschreibung erwähnt, derselbe sei zweispitzig, so ist derselbe auf Fig. 31 deutlich dreispitzig dargestellt. Ich weiss nun nicht, ob hier ein Versehen des Zeichners vorliegt, oder ob dies in der That der Fall ist. Wäre die Zeichnung richtig, so nähme *M. Trautscholdi* eine Ausnahmestellung durch einen dreispitzigen Siphonallobus ein. Man könnte dann unter Umständen die beiden lateralen

Digitized by Google

Spitzen noch als primitive Adventivloben auffassen, und der Siphonallobus wäre dann einspitzig. Ist diese Ansicht richtig, so würde dieselbe eventuell zu Gunsten eines einspitzigen Lobus bei *M. primas* sprechen. Dies ist jedoch eine Frage, die sich nicht durch Discussion entscheiden lässt, sondern durch directe Beobachtung beantwortet werden muss.

Der Adventivlobus *A* ist klein, zweispitzig und stark schräg gestellt, der erste Lateral schmäler als der zweite Lateral, und der äussere Finger ist länger als der innere.

c) Genus: *Episageceras* n. g.

Schale scheibenförmig, lateral comprimirt; die geologisch älteren Formen scheinen im Allgemeinen grösser zu sein als die geologisch jüngeren Arten, und die Schale erreicht einen Durchmesser bis zu 114 mm.

Umgänge hochmündig und sehr stark involut. Nabel eng, aber mit grösster Wahrscheinlichkeit weiter als bei *Medlicottia*. Flanken leicht gewölbt, die grösste Dicke liegt etwa in der Hälfte der Höhe. Nabelkante abgerundet. Die Siphonalseite ist breit, abgeflacht und beiderseits durch einen scharfen Kiel gegen die Flanken abgesetzt. Bei den permischen Arten findet sich auf der Mitte der Siphonalseite auf dem Steinkern eine Längsfurche, bei der triadischen Form deren zwei, dagegen ist mit Sicherheit, wenigstens für *Episageceras latidorsatum*, nachgewiesen, dass jede Andeutung von Furchen auf der Aussenseite der Schale fehlt.

Schale glatt, nur mit dicht gedrängten Wachsthumsstreifen bedeckt; bei einer Art undeutliche radiale Rippen.

Länge der Wohnkammer unbekannt, mit Wahrscheinlichkeit jedoch kaum mehr als 180° Bogengrade lang.

Die Lobenlinie besteht aus folgenden Elementen: einem kurzen, zweispitzigen Siphonallobus *S* mit schmalem, ziemlich langem Medianhöcker, der bei den permischen Arten einspitzig, bei der triadischen Art möglicherweise zweispitzig ist, einer Anzahl, bis zu 16, von rudimentären Adventivloben a_{1-16}, auf dem äusseren Zweige Es_1 des Externsattels, die gleichmässig auf beiden Seiten vertheilt stehen, von denen aber der letzte auf der Innenseite tiefer ist als die vorhergehenden, einem grossen, tiefen, asymmetrisch zweispitzigen Adventiv-

Digitized by Google

lobus A, zwei Lateralloben L_1 und L_2, von welchen L_1 bei den permischen Arten kürzer ist als L_2, während bei der triadischen Art L_1 länger ist als L_2[1], und mindestens 7—8 Auxiliarloben a_{1-8}. Sämmtliche Loben mit Ausnahme der rudimentären Adventiv- und der inneren Auxiliarloben sind zweispitzig, und zwar macht sich eine gewisse Asymmetrie bemerkbar, indem der innere Finger etwas grösser und länger ist als der äussere.

Der Siphonalsinus ist bei einer Art lang und schmal, bei der zweiten Art lang und breit, bei der dritten Art mässig lang aber breit.

Der Externsattel wird durch den Adventivlobus A in zwei sehr ungleiche Theile zerlegt. Der äussere Theil Es_1 ist lang und schmal und durch die rudimentären Adventivloben tief gekerbt. Der innere Zweig ist lang, zungenförmig, vorne gerundet und ganzrandig.

Die Sättel sind sämmtlich zungenförmig, vorne gerundet, an der Basis mehr oder minder abgeschnürt und ganzrandig.

Innere Loben nicht bekannt.

Geologisches Vorkommen. Eine Art im Perm der Salt Range (*E. Wynnei* Waag. sp.). Eine Art im Perm des Himalaya (*E. dalailamae* Dien. sp.). Eine Art in der Trias der Salt Range (*E. latidorsatum* n. sp.).

Bemerkungen. Da ich bereits weiter oben die Unterschiede dieses Genus von *Medlicottia* dargelegt habe, so brauche ich hier auf diesen Gegenstand nicht weiter zurückzukommen, und ich kann mich sofort der Besprechung der Lobenlinie zuwenden, wobei es jedoch zweckmässig sein dürfte, einen Vergleich mit derjenigen von *Medlicottia* zu machen. Ich habe oben auf die grosse Bedeutung der Form des Adventivlobus A bei *Medlicottia* aufmerksam gemacht und den Nachweis geführt, dass derselbe bei den älteren Arten nur in mehr oder weniger rudimentärer Form auftritt. Bei *Episageceras* sehen wir nun, dass dieser Adventivlobus stets so stark und tief ausgebildet ist, dass man geneigt sein könnte, denselben für den ersten Laterallobus zu halten, um so mehr, als er bei allen Arten durch den längsten Lobus repräsentirt wird.

[1] oder doch zum Allermindesten gleich lang ist.

Digitized by Google

Kommt also dem Adventivlobus die phylogenetische Bedeutung zu, wie sich aus den Untersuchungen der Medlicottien ergeben hat, so stellt das Genus *Episageceras* ein entwickelungsgeschichtlich höherstehendes Genus dar, und man dürfte vielleicht annehmen, dass es sich aus dem Genus *Medlicottia* entwickelt hat. Die Trennung der hier unter dem Namen *Episageceras* vereinigten Arten von *Medlicottia* ist darum auch, abgesehen von den morphologischen Unterschieden, durch die Entwickelung der Lobenlinie gerechtfertigt.

Am auffälligsten ist der Unterschied, den *Episageceras* in Bezug auf die Form des Siphonalsinus zeigt. Bei *E. Wynnei* ist derselbe sehr lang und schmal, mit nahezu parallelen Seiten; *E. dalailamae* zeigt dagegen einen langen und relativ breiten Siphonalsinus, dessen Seiten ebenfalls parallel sind. Bei *E. latidorsatum* ist der Siphonalsinus mässig lang, hinten schmal, vorne breit, so dass die Seiten nicht parallel sind, sondern nach rückwärts convergiren.

Es ist schwer zu sagen, ob wir hierin einen phylogenetischen Zug zu erblicken haben. Die meiner Ansicht nach älteste Art, *M. Wynnei*, erinnert in der Form des Siphonalsinus noch stark an die Medlicottien, um so mehr, als dieselbe gleichzeitig auch die schmälste Siphonalseite besitzt. Die unzweifelhaft jüngere *E. dalailamae* hat bereits einen sehr breiten Siphonalsinus und bei der jüngsten Art ist derselbe vorne breit, nach hinten verschmälert. Es ist sehr wohl denkbar, dass die hier beschriebenen Änderungen entwickelungsgeschichtlicher Art sind; allein es müsste diese Ansicht noch der Bestätigung bedürfen.

Auffällig ist die Entwickelung der Zahl der rudimentären Auxiliarloben; hier zeigt die älteste Art, *E. Wynnei*, unzweifelhaft die grösste Zahl, nämlich 16, die jüngere, *E. dalailamae*, 14 und die jüngste Art, *E. latidorsatum*, 8. Da wir oben gesehen haben, dass die Zunahme der Zahl der rudimentären Adventivloben möglicherweise einen genetischen Charakter besitzt, so müsste die hier constatirte Abnahme in der Zahl bei den geologisch jüngeren Arten als eine Art Rückbildung angesehen werden, die einen geratologischen Zug repräsentirt[1].

[1] Diese Anschauung steht und fällt mit meiner Auffassung vom Alter des *Productus*-Kalkes.

Digitized by Google

Eigenthümlich ist die Form des Medianhöckers; bei allen permischen Arten ist derselbe einspitzig; bei der triadischen *E. latidorsatum* dagegen erscheint derselbe zweispitzig, doch bin ich nicht ganz sicher, ob dieser Charakter nicht secundären Ursprunges ist. Wäre der Medianhöcker des Siphonallobus bei dieser Art in der That zweispitzig, so hätten wir wiederum ein wesentliches Unterscheidungsmerkmal der triadischen gegen die permischen Episageceren zu erblicken.

Die Loben geben weiter zu keinen Bemerkungen Anlass, indem diese sowohl als die Sättel bei allen Arten den gleichen Charakter zeigen, es wäre nur zu bemerken, dass bei keiner der bisher bekannten Arten eine Einkerbung der Sättel beobachtet wurde.

Episageceras Wynnei Waagen sp. — Taf. XVII Fig. 2a—b. Taf. XIX Fig. 2.

1887. *Sageceras (Medlicottia) Wynnei* Waagen. *Productus* limestone Fossils. Palaeont. Ind. (13.) 1. 81. Taf. VIII Fig. 2.

Das einzige Exemplar wird durch ein Fragment des gekammerten Schalentheiles repräsentirt, das bei etwa 98 mm Länge einen Radius von 58½ mm besitzt. Die Schale mag also einen Durchmesser von etwa 105 mm besessen haben. Dieses ist die einzige halbwegs verlässliche Messung, die sich an dem Fragment vornehmen lässt, und die anderen Maasse, die Waagen auf p. 83 giebt, haben kaum den Werth von Schätzungen.

Das Fragment lässt jedoch so viel erkennen, dass die Schale scheibenförmig und lateral ziemlich stark comprimirt war.

Die Umgänge sind hochmündig und so stark involut, dass jedenfalls nur ein sehr enger Nabel existirte. Die Flanken sind leicht gewölbt, nach der Siphonalseite zu sanft abfallend. Es lässt sich nicht mehr mit Sicherheit constatiren, wo der Punkt grösster Dicke lag, wahrscheinlich etwa in halber Höhe.

Die Siphonalseite ist flach und ziemlich breit, jederseits von einem scharfen Kiele gegen die Flanken abgesetzt. Ob eine Medianfurche auf der Siphonalseite existirte, lässt sich bei der Erhaltung des Stückes nicht mehr feststellen.

Innere Windungen und Länge der Wohnkammer unbekannt.

Digitized by Google

Der Siphonalsinus ist sehr lang und schmal, die beiden Längsseiten sind nahezu parallel.

Der Siphonallobus *S* ist kurz, zweispitzig, mit einem niedrigen Medianhöcker.

Die rudimentären Adventivloben α auf dem äusseren Zweig des Externsattels sind im Allgemeinen ziemlich tief und nahezu senkrecht zu dessen Achse gerichtet, mit Ausnahme des hintersten auf der Aussen- und Innenseite, welche, namentlich der letztere, schräg gerichtet sind.

Am vorliegenden Stück zählt man 16 solcher rudimentären Adventivloben, und zwar die gleiche Zahl (8) auf der Aussen- wie auf der Innenseite. Hiervon sind die beiden hintersten grösser als die vorderen, und der auf der Innenseite wiederum länger und tiefer als alle übrigen.

Der Adventivlobus *A* ist breit und tief, und zwar liegt die tiefste Spitze noch weiter zurück als das Ende des Siphonallobus, so dass er tiefer ist als irgend einer der Lateralloben; derselbe endigt asymmetrisch zweispitzig, und zwar ist der äussere Finger grösser als der innere. Der Sattel, welcher den letzten rudimentären Adventivlobus vom äusseren Finger des eigentlichen Adventivlobus scheidet, ist ziemlich lang und schräg nach innen gestellt. Die Lateral- und Auxiliarloben sind, mit Ausnahme der inneren Auxiliarloben, welche einfach gerundet sind, unsymmetrisch zweispitzig und ist der innere Finger stets länger und breiter als der äussere. Der erste Laterallobus ist schmäler und kürzer als der zweite Lateral, und während jener nahezu in gleicher Höhe mit dem Adventivlobus endigt, so reicht der erste Lateral knapp bis zur Höhe des den Adventivlobus von den rudimentären Adventivloben scheidenden Sattels.

Der Externsattel zerfällt in zwei sehr ungleiche Zweige; der äussere Zweig ist sehr lang und schmal, auf beiden Seiten tief gekerbt und endigt monophyll; der innere Zweig ähnelt in Gestalt den Lateralsätteln, aber er ist schräg nach aussen geneigt.

Die Lateralsättel stehen alle auf breiter Basis, so dass die Seiten nahezu parallel sind; vorn sind dieselben einfach abgerundet. Der erste Lateralsattel ist länger als alle anderen Sättel, die gegen den Nabel rasch an Höhe abnehmen. Innere Loben unbekannt.

Digitized by Google

Geologisches Vorkommen: Oberer *Productus*-Kalk (Chideru-Gruppe). Bilot.

Bemerkungen. Waagen hat eine recht ausführliche Beschreibung dieser Art gegeben, allein es muss hierbei erwähnt werden, dass ein gutes Theil dessen, was er namentlich in Bezug auf die inneren Windungen sagt, mehr oder minder als Speculation aufzufassen ist. Die Erhaltung des Fragmentes ist derart, dass sich solche positive Angaben über innere Windungen nicht anstellen lassen.

Es ist schwer zu verstehen, warum Waagen von sechs „Denticulations" spricht, da sein Original doch deutlich deren sieben zeigt, nachdem er sonst die Lobenlinie so sorgfältig beschrieben hat.

Krafft [1] hat geglaubt, *E. Wynnei* Waag. mit der folgenden Art *E. dalailamae* Dien. identificiren zu müssen, eine Ansicht, der auch ich früher einmal zuneigte, allein ein eingehenderes Studium hat mich von der Selbständigkeit beider Arten überzeugt. Selbst wenn man der Abwitterung noch so grosse Zugeständnisse macht, das scheint mir zweifellos, *E. Wynnei* war viel flacher als *E. dalailamae* und ich gebe Diener darin Recht, wenn er die grössere Aufgeblähtheit der Windungen von *E. dalailamae* im Vergleich zu *E. Wynnei* betont.

Was ferner den Nabel betrifft, so macht Waagen's Original, wenn auch vom Nabel nichts zu sehen ist, ganz den Eindruck, dass wir es hier mit einer äusserst engnabeligen Schale zu thun hatten, während *E. dalailamae* relativ weitnabelig ist.

Wenn ich auf dieses Merkmal nicht besonderen Werth legen möchte, so ist ein anderes Merkmal von erheblicherer Bedeutung. Es kann darüber kein Zweifel obwalten, dass bei *E. Wynnei* die Siphonalseite erheblich viel schmäler war als bei *E. dalailamae* und dass in dieser Hinsicht *E. Wynnei* den Übergang zu den Medlicottien bildet, wobei jedoch erwähnt sein mag, dass es ebenso sicher ist, dass bei *E. Wynnei* die Siphonalseite flach war, und dass, wenn eine Medianfurche existirte, solche nicht die bei den Medlicottien übliche Tiefe erreichte.

Am allerwichtigsten erscheinen mir jedoch die Unterschiede in der Lobenlinie. Zunächst muss ich Krafft darin

[1] Centralbl. f. Min. 1901. No. 9. p. 275 ff.

Digitized by Google

beipflichten, dass die Lobenlinie, wie DIENER dieselbe darstellt, nicht ganz correct ist. Bei DIENER endigt der Siphonalsinus[1] etwa in der Höhe des inneren Zweiges des Externsattels Es_2. Dies ist nicht richtig, der Siphonalsinus reicht weit mehr nach rückwärts und sein Ende trifft ziemlich genau mit dem Ende des ersten Laterallobus zusammen. Also, wenn auch bei beiden Arten der Siphonalsinus lang ist, so ist er bei *E. dalailamae* erheblich viel breiter als bei *E. Wynnei*.

Was die Zahl der rudimentären Adventivloben angeht, so beträgt dieselbe bei *E. Wynnei* 16, bei *E. dalailamae* sicherlich nicht mehr als 14.

Weiter ist das Verhalten des Adventivlobus *A* von Wichtigkeit: bei *E. Wynnei* ist der äussere Finger der grössere, während bei *E. dalailamae* der innere der grössere ist (s. Taf. XIX Fig. 2 und 3 *A*). In diesem Verhalten steht bei *E. Wynnei* der Adventivlobus in scharfem Gegensatze zu den übrigen Loben, während er sich bei *E. dalailamae* jenen anschliesst. Dies ist ein Unterschied, den KRAFFT nicht anerkennen wollte, obschon DIENER bereits ganz ausdrücklich darauf aufmerksam gemacht hat, und wenn man die ausserordentliche Wichtigkeit kennt, die gerade dem Adventivlobus in morphologischer und genetischer Hinsicht zukommt, so wird man kaum daran zweifeln können, dass diese verschiedene Ausbildung einen guten Unterschied darstellt, der eine specifische Trennung beider Arten zum Gebote macht. Wenn ich mich also in palaeontologischer Hinsicht für eine Trennung beider Arten aussprechen muss, so möchte ich doch damit nicht sagen, dass ich damit auch die stratigraphischen Schlussfolgerungen KRAFFT's negire. In dieser Hinsicht, d. h. dass die Schichten, in welchen *E. dalailamae* gefunden wurde, ins Perm gehören, weiss ich mich völlig eins mit ihm, wie ich dies bereits ausführlich dargelegt habe.

Episageceras dalailamae DIENER sp. — Taf. XVII Fig. 1 a–c.

1897. ***Medlicottia dalailamae*** DIENER. Cephalopoda of the Lower Trias. Palaeont. Ind. Ser. XV. Himalayan Fossils. 2. Part 1. p. 58. Taf. I Fig. 6 a, b, c; Taf. VII Fig. 7.

Die Schale erreichte wahrscheinlich nicht die Grösse der vorigen Art, indem das vorliegende Stück einen grössten

[1] Siphonallobus aut.

Digitized by Google

Durchmesser von nur 98 mm[1] besitzt. Allerdings fehlt die Wohnkammer, aber selbst wenn diese erhalten wäre, so wird der Durchmesser schwerlich 105 mm überschritten haben.

Die Schale ist scheibenförmig und lateral comprimirt.

Die Umgänge sind hochmündig und stark involut, doch bleibt immer noch ein relativ weiter und tiefer Nabel, dessen Weite auf etwa $\frac{1}{8}$ des Schalendurchmessers geschätzt werden kann.

Die Flanken sind mässig gewölbt, und zwar liegt der Punkt grösster Dicke etwa im unteren Drittel ihrer Höhe. Von hier aus neigen sich die Flanken in leicht convexer Curve der Siphonalseite, etwas stärker dem Nabel zu. Eine eigentliche Nabelkante fehlt, obschon der innere Theil gegen die Nabelsutur hin stark abfällt.

Die Siphonalseite ist breit, flach und beiderseits durch einen scharfen Kiel gegen die Flanken abgesetzt. In der Mitte derselben läuft unter der Schale und nur auf dem Steinkern bemerkbar eine seichte Längsfurche.

Die Schale ist glatt, mit dicht gedrängten, etwas sichelförmigen Wachsthumsstreifen bedeckt, neben welchen äusserst flache, nur leicht angedeutete Radialrippen auftreten. Diese Rippen erscheinen in Form von breiten, flachen Falten, die eigentlich nur unter günstiger Beleuchtung sichtbar hervortreten.

Länge der Wohnkammer und innere Windungen nicht bekannt.

Der Siphonalsinus ist sehr breit und so tief, dass das hintere Ende in gleicher Höhe mit dem ersten Laterallobus liegt, während sich das vordere Ende in der Höhe des ersten Laterallobus der vorhergehenden Scheidewand befindet. Beide Seiten sind nahezu parallel und tief gekerbt.

Der Siphonallobus ist kurz, ziemlich schmal und durch einen hohen Medianhöcker in zwei lange Spitzen getheilt.

Die rudimentären Adventivloben α_{1-14} sind in der Zahl von 14 vorhanden, und zwar je sieben auf der Aussen- und Innenseite des äusseren Zweiges des Externsattels. Obgleich nicht mit völliger Sicherheit zu beobachten, so scheint es doch, als ob die beiden hintersten grösser sind als die übrigen,

[1] Diener's Angabe von 79 mm beruht wohl auf einem Druckfehler.

Digitized by Google

dagegen bin ich nicht ganz sicher, ob der hinterste innere zweispitzig ist, wie DIENER dies angiebt.

Der Adventivlobus *A* ist durch seine Tiefe und Breite der hervorragendste der ganzen Sutur. Derselbe reicht rückwärts noch über den Siphonalsinus hinaus, und zwar so weit, dass sein Ende etwa in halber Höhe des äusseren Zweiges des Externsattels der vorausgehenden Scheidewand steht. Wie die Lateralloben so ist auch der Adventivlobus zweispitzig, und zwar ist der innere Finger länger und breiter als der äussere. Ein kurzer, schräg gestellter Sattel scheidet den Adventivlobus von den rudimentären Adventivloben.

Die Lateral- und Auxiliarloben sind, mit Ausnahme der innersten Auxiliarloben, welche einfach gerundet sind, zweispitzig, und zwar ist durchweg der innere Finger länger als der äussere, wenn auch dies beim ersten Laterallobus nicht ganz scharf hervortritt. Der erste Laterallobus ist schmal und relativ kurz, so dass er weit weniger nach rückwärts reicht als der Adventivlobus oder der zweite Laterallobus. Der zweite Laterallobus ist breit und erreicht nahezu die Tiefe des Adventivlobus. Man zählt etwa sechs Auxiliarloben a_{1-6}, von welchen die beiden ersten zweispitzig sind.

Der Externsattel wird durch den Adventivlobus *A* in zwei sehr ungleiche Theile zerlegt. Der äussere Theil Es_1 ist lang und schmal, und zwar streckt er sich so weit nach vorwärts, dass sein vorderes Ende etwa in gleicher Höhe mit dem ersten Laterallobus der nachfolgenden Scheidewand liegt. Beide Seiten sind nahezu parallel und tief gekerbt, so dass er monophyll endigt. Der innere Zweig Es_2 ist weit kürzer, leicht schräg nach aussen gestellt und gleicht in seiner Form den übrigen Lateralsätteln. Diese sind ganzrandig, vorn etwas verbreitert, abgerundet, an der Basis leicht verschmälert. Der erste Lateralsattel ist erheblich länger als die anderen und von da nimmt die Höhe der Sättel rasch gegen den Nabel hin ab.

Innere Loben nicht bekannt.

Geologisches Vorkommen: Oberes Perm, Zone des *Episageceras dalailamae* am Shal shal Cliff bei Rimkin Paiar.

Bemerkungen. Da ich mich über die Unterschiede dieser Art mit der vorhergehenden bereits oben ausgesprochen habe, so brauche ich dies hier nicht zu wiederholen. DIENER

Digitized by Google

meint, *E. dalailamae* sei ein directer Abkömmling von *E. Wynnei*, wobei er allerdings von der Voraussetzung ausgeht, dass *E. dalailamae* in Schichten triadischen Alters vorkommt. Man kann DIENER's Ansicht beipflichten; ist aber *E. dalailamae* in der That ein Abkömmling von *E. Wynnei* und nicht eine aus anderer Wurzel herstammende Art, so machen sich gewisse Unterschiede bemerkbar, die wir nur als Rückbildungen deuten können. Dahin gehört zunächst die geringere Zahl von rudimentären Adventivloben, was, wie wir aus der Entwickelungsgeschichte von *Medlicottia (?) artiensis* wissen ein jugendliches Merkmal ist.

Die Vertiefung des Adventivlobus *A*, die Verbreiterung der Siphonalseite, dürften dagegen als Charaktere der Fortentwickelung aufzufassen sein.

Episageceras latidorsatum n. sp. — Taf. ~~XVI~~ 18 Fig. 2, a—b.

Diese Art hat augenscheinlich nicht die Grösse der beiden vorigen Arten erreicht, denn das mir vorliegende Stück misst nur 61 mm im grössten Durchmesser. Allerdings fehlt die Wohnkammer, da aber, aus der Erhaltung zu schliessen, die Wohnkammer schwerlich über 180° Bogengrade lang war, so dürfte der grösste Durchmesser kaum mehr als 70 mm betragen.

Die Schale war scheibenförmig und lateral comprimirt.

Die Umgänge sind hochmündig und stark involut, der Nabel ist eng, und zwar beträgt seine Weite etwa $\frac{1}{9}$ des Durchmessers.

Die Flanken sind mässig flach gewölbt und zwar liegt die grösste Dicke ziemlich genau in der Mitte der Höhe, von wo aus die Oberfläche gleichmässig nach der Siphonalseite und dem Nabel abfällt. Eine stumpfgerundete Nabelkante ist ohne Zweifel vorhanden.

Die Siphonalseite ist breit, flach, beiderseits durch zwei scharfe Kiele gegen die Flanken abgesetzt. Eine mediane Furche fehlt vollständig, wenigstens auf der Aussenseite der Schale. Betrachtet man aber den Theil, wo die Schale abgesprengt ist, unter günstig auffallendem Lichte, so gewahrt man drei parallele, ungemein seichte Längsfurchen, von welchen die mittlere mit dem Medianhöcker, die beiden äusseren[1] mit den Spitzen des Siphonallobus zusammenfallen.

[1] Auf der Abbildung Fig. 2a nicht deutlich sichtbar.

Digitized by Google

Die Schale ist vollständig glatt, Wachsthumsstreifen sind nur auf der Siphonalseite, wo sie einen nach rückwärts convexen Bogen bilden, zu beobachten. Innere Windungen und Länge der Wohnkammer nicht bekannt; letztere war aber schwerlich mehr als 180° Bogengrade lang.

Der Siphonalsinus ist am vorderen Ende sehr breit, verengt sich aber nach hinten, indem seine beiden Seiten nach rückwärts ziemlich rasch convergiren. Auch seine Tiefe ist im Vergleich zu den beiden früher aufgeführten Arten gering zu nennen.

Der Siphonallobus ist ziemlich lang, zweispitzig, und besitzt einen ziemlich hohen sweispitzigen Medianhöcker. Ob dieser Charakter primär oder nur eine Folge von Abweichung ist, vermag ich nicht festzustellen. Ist die Zweispitzigkeit in der That ein primärer Charakter, dann haben wir hierin ein ganz vorzügliches Unterscheidungsmerkmal der triadischen Episageceren gegen die permischen zu erblicken, da bei diesen der Medianhöcker stets einspitzig ist.

Die rudimentären Adventivloben sind in der Zahl von 8 vorhanden, und zwar 4 auf jeder Seite des äusseren Zweiges Es_1 des Externsattels. Die hintersten auf jeder Seite sind wiederum tiefer als die weiter nach vorn gelegenen. Der Adventivlobus ist schmal aber tief und endigt in zwei Spitzen, von welchen die äussere zweifelsohne länger ist als die innere. Ein kurzer, ziemlich breiter und schräg gestellter Sattel scheidet diesen Lobus von den rudimentären Adventivloben.

Die Lateral- und Auxiliarloben mit Ausnahme der inneren sind zweispitzig, ziemlich schmal und nicht sehr tief. Der erste Laterallobus ist am tiefsten und seine Spitze liegt ziemlich genau in der gleichen Höhe mit dem Auxiliarlobus *A*. Der zweite Laterallobus ist etwas weniger tief, und von da aus nimmt die Tiefe rasch nach dem Nabel zu ab. Die zwei oder drei äusseren Auxiliarloben sind noch zweispitzig, die inneren fünf einfach gerundet.

Der äussere Zweig des Externsattels Es_1 ist an der Basis breit, verjüngt sich jedoch ziemlich rasch nach vorwärts und endigt monophyll. Er reicht nach vorn etwa bis zur Höhe des kurzen Sattels, der den Adventivlobus von den rudimentären Adventivloben trennt. Charakteristisch ist für diesen Sattel, dass seine beiden Seiten, statt wie bei den anderen Arten parallel zu sein, rasch nach rückwärts convergiren.

Digitized by Google

Der innere Zweig des Externsattels Es_2 unterscheidet sich in Nichts von den Lateralsätteln, die, auf breiter Basis sitzend, sich nach vorwärts kaum verjüngen und vorn leicht spitz zugerundet sind. Der erste Lateralsattel L_1 ist etwas höher als Es_2, im Ganzen aber kürzer als jener. Die übrigen Sättel nehmen gegen den Nabel hin rasch an Höhe ab.

Bemerkenswerth für diese Lobenlinie ist, dass, trotzdem die Scheidewände eng aufeinanderfolgen, es kommen etwa 6 auf einen Winkel von 45°, keinerlei mechanische Druckeinwirkungen stattfinden, die Sättel sind alle ganzrandig, trotzdem die Loben einer Scheidewand tief zwischen den Sätteln der vorhergehenden herabhängen. Dagegen bemerkt man eine grosse Regelmässigkeit in der Breite der Sättel und Loben derart, dass die beiden Seiten eines Lobus oder Sattels immer in demselben concentrischen Kreise liegen, so dass es, da die Suturen sich so eng folgen, den Anschein hat, als ob eine Anzahl von concentrischen Ringen existire, unter welchen diejenigen, welche den Sätteln entsprechen, leicht erhaben sind, während diejenigen, welche den Loben entsprechen, schwach vertieft sind.

Innere Loben nicht bekannt.

Geologisches Vorkommen. Untere Trias, Zone des *Prionolobus rotundatus*. Virgal.

Bemerkungen. Diese Art unterscheidet sich leicht von den beiden vorhergehenden durch die Gestalt des Siphonalsinus und dementsprechend die Form des äusseren Zweiges des Externsattels Es_1, durch die geringere Zahl von rudimentären Adventivloben und dadurch, dass der erste Lateral-lobus in normaler Weise tiefer ist als der zweite Lateral.

Was nun die geringe Zahl von rudimentären Adventivloben angeht, so hätten wir in diesem Merkmal eine Rückbildung zu erblicken, denn es ist doch nicht bloss der reine Zufall, dass die jüngste Art eine kleinere Zahl von rudimentären Adventivloben besitzt als die beiden älteren Arten, nachdem die Untersuchung von *Medlicottia* gelehrt hat, dass die geologisch älteren Arten und junge Individuen eine geringere Anzahl von rudimentären Loben besassen, als geologisch jüngere Arten und ausgewachsene Individuen[1].

[1] Centralbl. f. Min. etc. 1903. No. 2.

Digitized by Google

Dagegen muss es wohl als eine Fortbildung bezeichnet werden, dass der erste Laterallobus sich vertieft hat und nunmehr den zweiten Laterallobus an Tiefe übertrifft.

Zuletzt möchte ich noch bemerken, dass die concentrisch ringförmige Anordnung der Loben und Sättel vielleicht eine Erklärung für die auffälligen concentrischen Falten bei *Medlicottia Verneuili* Gem. abgiebt. Möglicherweise sind bei dieser Art Loben und Sättel in gleicher Weise angeordnet wie bei *Episageceras latidorsatum*, womit dann diese auffällige Sculptur auf eine ungleichmässige Auswitterung zurückzuführen wäre.

4. Schlussbemerkungen.

Zum Schlusse möchte ich an dieser Stelle noch auf eine Beobachtung hinweisen, die trotz ihrer Dürftigkeit ganz ungeahnte Aufschlüsse über die klimatischen Verhältnisse zu Ende der palaeozoischen und Anfangs der mesozoischen Zeit zu geben geeignet ist. In einer früheren Arbeit habe ich gelegentlich die Frage aufgeworfen, ob das massenhafte Auftreten der Producten vielleicht mit einer kühleren Temperatur des Meereswassers zusammenhänge (dies. Jahrb. 1896. II. 86).

Eine fortschreitende Erkenntniss der palaeozoischen Schichten der Saltrange hat den ganz unzweifelhaften Beweis der Existenz einer Glacialperiode zu Anfang der permischen Zeit erbracht, deren Ablagerungen stellenweise im Meere erfolgt sind. Mit anderen Worten, dies Meer muss ein Meer von niedriger Temperatur gewesen sein. In diesem Meere sind späterhin die *Productus*-Kalke abgesetzt worden und es ist nicht wohl anzunehmen, dass die Meerestemperatur seit dem Abschmelzen der Gletscher bis zur Einwanderung der *Productus*-Fauna gestiegen ist. Die *Productus*-Fauna der Saltrange ist somit als eine arktische Fauna aufzufassen.

Die Untersuchungen über die Medlicottien haben nun ergeben, dass *Medlicottia primas* Waag. mit aller Wahrscheinlichkeit als ein Abkömmling der *M. Orbignyana* Vern. sp. aus der Artinsk-Stufe anzusehen ist. Man kann sich das Verhältniss etwa derart vorstellen, dass die Medlicottien von Nord nach Süd[1] wanderten, wobei die Arten gleichzeitig in höhere Schichten hinaufrückten.

[1] Correcter von Nordwest nach Südost.

Digitized by Google

Ist diese Auffassung richtig, d. h. fand in der That gegen Ende der permischen Zeit eine Wanderung der Thierwelt von Norden nach Süden statt; so frage ich, ist es nicht denkbar, dass die an ein kaltes Meerwasser gewöhnte *Productus*-Fauna infolge einer Erhöhung der Durchschnittstemperatur des Wassers aus ihrer ursprünglichen nordischen Heimath nach Süden getrieben wurde, wo sie noch kurz nach dem Verschwinden der permischen Eiszeit eine ihren Lebensgewohnheiten zusagende Temperatur vorfand? Ist es dann ferner denkbar, dass mit einer weiteren Erhöhung der Temperatur des Meeres, die unter Umständen ganz rasch eintretend mochte, auch hier die Brachiopodenfauna plötzlich zum Erlöschen gebracht wurde, während die Ammoniten, welchen augenscheinlich das wärmere Wasser zusagte, sich in einer ganz auffallenden Weise entwickelten? Ist es denkbar, dass das Ende der palaeozoischen Zeit durch eine vielleicht rapide Zunahme der Temperatur, die sich von Norden nach Süden fortpflanzte, charakterisirt wird? Ist diese Hypothese richtig, so müssen wir annehmen, dass die Grenze zwischen palaeozoischer und mesozoischer Zeit durch einen Temperaturwechsel bezeichnet wird, der, von der nördlichen Halbkugel ausgehend, die palaeozoischen Brachiopoden nach Süden abdrängt, wo sie noch kurze Zeit in einem ihnen zusagenden Medium, den von den permischen Gletschern gekühlten Meeren zu einer wunderbaren Entfaltung gelangen, um dann auszusterben, nachdem auch hier die Durchschnittstemperatur das ihnen zuträgliche Maass überschritten hat[1].

[1] Während des Druckes erhielt ich LAPPARENT's „Note sur les Calcaires a Productus du Salt Range", worin dieser Autor lebhaft für das Vorhandensein einer uralischen Transgression eintritt. Wie man sieht, sind wir beide ziemlich genau auf den gleichen Gedanken gekommen, denn die von mir supponirte Einwanderung der *Productus*-Fauna der Salt Range von Nordwest deckt sich genau mit der uralischen Transgression. Ich habe übrigens diesen Gedanken in der demnächst erscheinenden Abtheilung der Lethaea geognostica: Die asiatische Trias, wozu das Manuscript längst vor Erhalt der LAPPARENT'schen Notiz fertiggestellt war, näher erörtert, und möchte nur noch bemerken, dass KOKEN bereits im Jahre 1891 ebenso wie später FRECH einen ähnlichen Gedanken entwickelt haben. (Siehe auch Centralbl. f. Min. etc. 1904. p. 326.)

Digitized by Google

In der **E. Schweizerbart**'schen Verlagshandlung (**E. Nägele**) in **Stuttgart** ist ferner erschienen:

PALAEONTOGRAPHICA.

Beiträge zur Naturgeschichte der Vorzeit.

Herausgegeben von

Professor Dr. **Karl A. v. Zittel** in München.

Bisher erschienen 49 Bände 4° im Umfange von je ca. 40 Bogen Text und 28 Tafeln.

Preis pro Band Mk. 60.—.

Die Abhandlungen sind auch einzeln zu haben. Im Nachstehenden führen wir eine Anzahl der in der letzten Zeit erschienenen Arbeiten an:

Fraas, E.: Die Meer-Crocodilier (Thalattosuchia) des oberen Jura unter specieller Berücksichtigung von Dacosaurus und Geosaurus. 9 Bogen mit 8 Tafeln	Preis Mk.	20.—.
Drevermann, Fr.: Die Fauna der Untercoblenzschichten von Oberstadtfeld bei Daun in der Eifel. 6 Bogen mit 6 Tafeln	„ „	16.—.
Volz, W.: Pronensticosaurus, eine neue Sauropterygier-Gattung aus dem unteren Muschelkalk Oberschlesiens. 5 Bogen mit 2 Tafeln	„ „	14.—.
Felix, Johs.: Studien über die korallenführenden Schichten der oberen Kreideformation in den Alpen und den Mediterrangebieten. Theil I: Die Anthozoën der Gosauschichten in den Ostalpen. 25 Bogen mit 9 Tafeln und 67 Textfiguren . . .	„ „	30.—.
Wanner, Joh.: Die Fauna der obersten weissen Kreide der libyschen Wüste. 8 Bogen mit 7 Tafeln . .	„ „	24.—.
Quaas, Arth.: Beitrag zur Kenntniss der Fauna der obersten Kreidebildungen in der libyschen Wüste (Overwegi-Schichten und Blätterthone). 24 Bogen mit 14 Tafeln	„ „	36.—.
Burckhardt, C.: Beiträge zur Kenntniss der Jura- und Kreideformation der Cordillere. 18 Bogen mit 16 Tafeln und 4 Kartenskizzen	„ „	38.—.
Broili, F.: Die Fauna der Pachycardientuffe der Seiser Alp. (Mit Ausschluss der Gastropoden und Cephalopoden.) 11 Bogen mit 11 Tafeln	„ „	22.—.
Oppenheim, P.: Zur Kenntniss alttertiärer Faunen in Ägypten. 1. Lieferung: Der Bivalven erster Theil (Monomyaria, Heteromyaria, Homomyaria und Siphonida integripalliata). 21 Bogen mit 17 Tafeln.	„ „	40.—.
Broili, F.: Permische Stegocephalen und Reptilien aus Texas. 15 Bogen mit 13 Tafeln und 5 Textfiguren	„ „	30.—.
Neumayer, L.: Die Koprolithen des Perms von Texas. (Anhang zum Vorigen.) 1 Bogen mit 1 Tafel . .	„ „	2.50.

Digitized by Google

Inhalt des zweiten Heftes.

Seite

Lindemann, B.: Über einige wichtige Vorkommnisse von körnigen Carbonatgesteinen mit besonderer Berücksichtigung ihrer Entstehung und Structur. (Mit Taf. XI—XIII und 1 Textfigur.) 197

Huene, F. v.: Dystrophaeus viaemalae Cope in neuer Beleuchtung. (Mit Taf. XIV—XVI und 14 Textfiguren.) 319

Noetling, F.: Über Medlicottia Waag. und Episageceras n. g. aus den permischen und triadischen Schichten Indiens. (Mit Taf. XVII—XX.) 334

In der **E. Schweizerbart**'schen Verlagshandlung (**E. Nägele**) in **Stuttgart** ist ferner erschienen:

Lethaea geognostica.

Handbuch der Erdgeschichte

mit Abbildungen der für die Formationen bezeichnendsten Versteinerungen.

Herausgegeben von einer Vereinigung von Geologen.

I. Theil: **Lethaea palaeozoica**

von

Ferd. Roemer, fortgesetzt von **Fritz Frech.**

Textband I. Mit 226 Figuren und 2 Tafeln. gr. 8°. 1880. 1897. (IV. 688 S.) Preis Mk. 38.—.

Textband II. 1. Liefg. Mit 31 Figuren, 13 Tafeln und 3 Karten. gr. 8°. 1897. (256 S.) Preis Mk. 24.—.

Textband II. 2. Liefg. Mit 99 Figuren, 9 Tafeln und 3 Karten. gr. 8°. 1899. (177 S.) Preis Mk. 24.—.

Textband II. 3. Liefg. Mit 13 Tafeln und 235 Figuren. gr. 8°. 1901. (144 S.) Preis Mk. 24.—.

Textband II. 4. Liefg. Mit 186 Figuren. gr. 8°. 1902. (210 S. und viele Nachträge.) Preis Mk. 28.—.

Atlas. Mit 62 Tafeln. gr. 8°. 1876. Cart. Preis Mk. 28.—.

II. Theil: **Das Mesozoicum.**

Erstes Heft: Die Trias.

Erste Lieferung: Einleitung des Mesozoicum und der Trias vom Herausgeber; Continentale Trias von E. Philippi (mit Beiträgen von J. Wysogórski). — Mit 8 Lichtdrucktafeln, 21 Texttafeln, 6 Tabellenbeilagen und 76 Abbildungen im Text.

Preis Mk. 28.—.

Verlag von E. Schweizerbart (E. Nägele) in Stuttgart, Marienstrasse 31.
Druck von Carl Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

Digitized by Google

MAY 1 1905
6185

20. October 1904.

Neues Jahrbuch

für

Mineralogie, Geologie und Palaeontologie.

Unter Mitwirkung einer Anzahl von Fachgenossen

herausgegeben von

M. Bauer, in Marburg. **E. Koken**, in Tübingen. **Th. Liebisch**, in Göttingen.

XIX. Beilage-Band.

Drittes Heft.

Mit Taf. XXI—XXIX und 20 Textfiguren.

STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagshandlung (E. Nägele).
1904.

Digitized by Google

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagshandlung (E. Nägele) in Stuttgart.

Soeben erschienen:

Das

Quartär von Nordeuropa.

Von

E. Geinitz.

Mit einer Einleitung:

Die Flora und Fauna des Quartärs

von **Fr. Frech**, mit Beiträgen von **E. Geinitz.**

Mit 2 Lichtdrucktafeln, 4 Karten, 12 Texttafeln, 6 Beilagen, 163 Abbildungen, Figuren, Diagrammen u. Karten und zahlreichen Tabellen im Text.

(Sonderausgabe von „Lethaea geognostica" II. Bd. I. Abth.)

430 S. gr. 8°. — **Preis Mk. 58.—.**

Inhalt: Die Flora des Quartärs. Die Thierwelt des Quartärs. — Das Quartär von Nordeuropa. Allgemeines über das nordeuropäische Quartär oder Diluvium. Das Quartär von Fennoscandia. Das Quartär von Russland, ausser Fennoscandia. Das Quartär von Dänemark. Das Quartär von Norddeutschland. Das Quartär im Nordseegebiet westlich der Weser (I. Holland, II. Diluvium südlich des Rheins). Das Quartär von Belgien. Das Quartär von Grossbritannien. Nachträge.

Die erste grosse zusammenfassende Darstellung des nordeuropäischen Quartärs.

Demnächst erscheint:

Beiträge

zur

Geologie von Kamerun.

Von

Dr. **Ernst Esch**, Dr. **F. Solger**, Dr. **M. Oppenheim**, Prof. Dr. **O. Jaekel.**

20 Bogen. 8°. Mit 9 Tafeln, 83 Abbildungen im Text, einem grossen Panorama und 1 Karte.

Herausgegeben im Auftrage und aus Mitteln der Kolonialabtheilung des Auswärtigen Amts in Berlin von Dr. Ernst Esch.

Preis Mk. 8.—.

Digitized by Google

Beiträge zur Kenntniss der magnetischen Influenz in Krystallen.

Von

Bernhard Bavink in Göttingen.

Mit Taf. XXI—XXIII und 13 Figuren im Text.

Einleitung.

Der Ansatz von W. Thomson für die magnetische Influenz in Krystallen lautet:

$$\alpha = k_{11}\,a + k_{12}\,b + k_{13}\,c,$$
$$\beta = k_{21}\,a + k_{22}\,b + k_{23}\,c,$$
$$\gamma = k_{31}\,a + k_{32}\,b + k_{33}\,c.$$

Hierin bedeuten α, β, γ die Componenten des erregten „specifischen" Moments μ; a, b, c die auf das gleiche, aber willkürliche Coordinatensystem bezogenen Componenten des „inneren" Feldes H.

Bekanntlich folgt aus dem Energiesatz, dass $k_{12} = k_{21}$ u. s. w. ist; die a, b, c; α, β, γ lassen sich dann auf ein bestimmtes, der Substanz individuelles Coordinatensystem beziehen (das System der magnetischen Hauptaxen), so dass

$$\alpha = k_{I}\,a,\ \beta = k_{II}\,b,\ \gamma = k_{III}\,c$$

wird. Die Werthe dieser k, der sogen. Hauptsuscepti-bilitäten, sind von verschiedenen älteren Autoren, insbesondere Plücker[1], für eine Reihe von Substanzen ermittelt worden.

[1] s. d. bei Th. Liebisch, Physikal. Krystallogr. 1891. p. 185 f.

Digitized by Google

Gemäss diesen Formeln müsste nun

1. μ mit H bei ungeänderter Richtung proportional wachsen,
2. der Vorgang die Symmetrie des Ellipsoids haben, insbesondere des einaxigen, wenn zwei der k, der Kugel, wenn alle drei gleich sind. (Letzteres muss im regulären System immer eintreten.)

Nun wusste man längst, dass für ferromagnetische Krystalle, wie Magnetit, Eisenglanz u. a., die Proportionalität nicht statt hat. Indessen ist vor P. Weiss merkwürdigerweise niemand auf den Gedanken gekommen, zu fragen, wie es bei solchen Krystallen mit den Symmetrieverhältnissen steht, ob man vielleicht hier nur die betr. cos statt der Componenten a, b, c in die Formeln einzuführen braucht, um wenigstens der Symmetrie gerecht zu werden. Die Versuche von Weiss[1] zeigen, dass auch in dieser Hinsicht der Ansatz völlig versagt, und wir stehen somit vor den Fragen:

1. Was soll in solchen Fällen an die Stelle des Thomson'schen Ansatzes treten?
2. Wie weit geht überhaupt der Gültigkeitsbereich dieses „Gesetzes"?

Was die letztere Frage anlangt, so hat man sich bislang dabei beruhigt, dass die Arbeiten von Stenger und König[2], sowie von Tumlirz[3] am Kalkspath und Quarz mit schwachen Feldern eine exacte Bestätigung des Ansatzes geliefert haben. In neuerer Zeit hat Westmann[4] gezeigt, dass der rhomboëdrisch krystallisirende Eisenglanz in der Basisebene, wie die Theorie verlangt, magnetisch isotrop ist (bis zu der erreichten Genauigkeit). Weitere experimentelle Prüfungen des Ansatzes rücksichtlich der Symmetrie sind nicht ausgeführt[5],

---

[1] P. Weiss, Thèses prés. No. 890. Paris 1896. Magnetit. — Compt. rend. 1898. **126**. p. 1099 und Atti della Soc. Elv. d. Scienze Nat. Locarno Sept. 1903. (86ª sessione.) p. 122. Pyrrhotin (Magnetkies).

[2] Fr. Stenger, Wied. Ann. **20**. p. 304. 1883; **33**. p. 312. 1888; **35**. p. 331. 1888. W. König, Wied. Ann. **31**. p. 273. 1887.

[3] O. Tumlirz, Wied. Ann. **27**. p. 133. 1886.

[4] J. Westmann, Till kännedom om järnglansens magnetism. Upsala 1897.

[5] Die Versuche von A. Abt (Wied. Ann. **37**. 68) beziehen sich auf die Proportionalität von μ und H u. a., aber nicht auf die Symmetrie.

Digitized by Google

es erscheint daher wohl angebracht, der Frage jetzt in eingehenderen Experimentaluntersuchungen näher zu treten, zumal die grosse Vervollkommnung in der Construction der ballistischen Galvanometer heute eine erheblich grössere Präcision der Messungen ermöglicht.

Was die erste Frage betrifft, so sind die Weiss'schen Versuche der Ausgangspunkt für eine Reihe von theoretischen Entwickelungen geworden, in denen der Thomson'sche Ansatz als das erste Glied einer nach Potenzen von a, b, c fortschreitenden Reihenentwickelung erscheint, doch haben sich diese Erörterungen[1] bislang im Wesentlichen auf den von Weiss beobachteten Fall des regulären Systems (Magnetit) beschränkt, wo die Verhältnisse besonders einfach liegen.

Zweck der vorliegenden Arbeit war es, einerseits diese Reihenentwickelungen ganz allgemein durchzuführen, andererseits Versuche anzustellen, ob sich vielleicht an der Hand einer so erweiterten Theorie auch in anderen Krystallgruppen Analoga zum Magnetit finden liessen. Hat nun dieser Versuch auch bisher zu einem positiven Ergebniss nicht geführt, so fand sich dafür eine interessante Beobachtung über den Verlauf der Remanenzerscheinungen in gewissen Krystallen, die vielleicht geeignet ist, einen Theil der Abweichungen vom Thomson'schen Ansatz aufzuklären.

I. Allgemeine Reihenentwickelungen.

Die im Folgenden zu gebenden *Entwickelungen* sind sehr *allgemeiner Natur*, da sie mit nur wenigen und unwesentlichen Veränderungen als Specialfälle alle diejenigen Erscheinungsgebiete der Krystallphysik umfassen, welche durch Vectorcomponenten bezw. Potenzen und Producte solcher darstellbar sind und damit indirect also auch diejenigen Gebiete, in welchen „gerichtete Grössen höherer Ordnung" (vergl. W. Voigt, Über die Parameter der Krystallphysik und gerichtete Grössen höherer Ordnung. Ann. d. Phys. **5**. 241. 1901) eine Rolle

[1] W. Voigt, Gött. Nachr. 1900. (3.) p. 331. Ferner: B. Wallerant, Compt. rend. **133**. p. 630. J. Beckenkamp, Zeitschr. f. Kryst. **36**. p. 102. S. Sano, Phys. Zeitschr. **4**. p. 8. 1902. W. Voigt, Gött. Nachr. 1903. (1.) p. 1.

Digitized by Google

spielen. Denn diese sind ja eben solche Grössen, welche sich wie Potenzen und Producte von Vectorcomponenten transformiren und somit bildet die Untersuchung der Einwirkung der Symmetrie auf Aggregate von Vectorcomponenten die Grundlage für alle hierher gehörigen Gebiete der Krystallphysik. Eine solche allgemeine Entwickelung ist bislang nicht durchgeführt worden, man hat sich vielmehr in jedem Einzelfalle (z. B. bei der Krystallelasticität) auf diejenige Näherung in den Reihen beschränkt, welche gerade ausreicht, um die Beobachtungen wiederzugeben.

Wir können daher hier das Problem allgemein so stellen: **Welchen Bedingungen muss eine Function φ eines Vectors (a, b, c) genügen bei Vorhandensein gewisser Symmetrieelemente?** Oder, wenn wir uns φ in eine Reihe

$$\varphi = \sum_{(0,\,0,0)}^{(\text{bel. weit})} {}_{h,\,k,\,l}\,(k_{hkl}\, a^h\, b^k\, c^l) \qquad (1)$$

entwickelbar denken[1], welchen Bedingungen unterliegen dann die Coëfficienten k_{hkl} wegen der vorhandenen Symmetrieelemente? Wir betrachten hier ferner insbesondere (a, b, c) als magnetische Feldstärke und φ als das (negative) Magnetisirungspotential, so dass

$$d\varphi = \alpha \,.\, da + \beta \,.\, db + \gamma \,.\, dc \ldots{}^{2}$$

ist. Es bietet indessen keine Schwierigkeiten, aus diesem hier angenommenen Falle mutatis mutandis die anderen zu erhalten (Elasticität, dielektrische Influenz, elektrische Strömung u. s. f.), wenn man nur in jedem einzelnen Falle Rücksicht nimmt auf die besondere Natur (axiale oder polare) der in Betracht kommenden Vectoren, Tensoren etc.

§ 1. Bezeichnungen.

μ (α, β, γ) und H (a, b, c) s. o. H_0 (a_0, b_0, c_0) soll die äussere Feldstärke bedeuten. Die Symmetrieelemente werden bezeichnet, und die Gruppen bezw. Systeme angeordnet, wie in W. Voigt, Compendium der theoretischen Physik,

[1] Die Berechtigung dieser Annahme muss im gegebenen Falle der Versuch erweisen.

[2] Dieser Ansatz gilt für Ausschluss der Hysteresis.

Digitized by Google

Bd. I p. 128 ff. Die A_x^2 u. s. w. fallen, so weit nichts Anderes festgesetzt ist, stets mit dem Bezugssystem der a, b, c u. s. w. zusammen. $\binom{m}{l}$ bezeichnet in bekannter Weise den Binomialcoëfficienten $\frac{m(m-1)\ldots(m-l+1)}{l!}$.

Indices und Exponenten h, k, l ... sollen durch h', h'' ... als ungerade oder gerade unterschieden werden. Die Summe der drei Indices soll n, die zweier allein als variabel anzusehenden ν heissen; im letzteren Falle soll der dritte Index, wenn entbehrlich, wegbleiben. — γ[1] und σ sollen cos und sin eines Winkels sein, dessen Bedeutung ohne weiteres ersichtlich ist. — Im zweiten (experimentellen) Theil soll die Susceptibilität schlechthin durch $\varkappa$, etwaige Drehungswinkel durch φ, ψ, ϑ abgekürzt werden. Andere Bezeichnungen siehe im Text.

§ 2. Allgemeines über die Function φ.

Wir haben in der Form (1) der Function φ bezüglich der Variabilität der Indices keinerlei Beschränkung auferlegt. Nun ist φ seiner Natur (Magnetisirungsenergie!) gemäss[2] ein Scalar. Wäre (a, b, c) ein polarer Vector, so wäre die Folge, dass dann in φ keine ungeraden Glieder ($h + k + l = n'$) vorkommen könnten. Die magnetische Feldstärke ist aber ein axialer Vector, und demnach bleibt φ bei Umkehrung sämmtlicher Coordinatenrichtungen ungeändert auch bei Anwesenheit ungerader Glieder. — Da der Vorgang der Magnetisirung also selber ein centrisch-symmetrischer ist, so zerfallen für unsere Betrachtung die Krystalle in die bekannten 11 Obergruppen; (unter Weglassung des gemeinsamen C sind dies:

[1] Verwechselungen mit der Componente γ des Moments sind durch den Zusammenhang ausgeschlossen.

[2] Übrigens ist φ (bis auf unwesentliche Zahlencoëfficienten) zugleich das Moment in der Richtung der Kraftlinien, da dieses:

$$\alpha \frac{a}{H} + \beta \frac{b}{H} + \gamma \frac{c}{H}$$

$\left(\text{wo } \alpha = \frac{d\varphi}{da} \ldots \text{ist}\right)$, nach einem bekannten Satze über homogene Functionen aus $\varphi = \varphi_0 + \varphi_1 + \varphi_2 + \ldots + \varphi_n + \ldots$ einfach dadurch zu erhalten ist, dass man jedes φ_n (siehe unten) durch H dividirt und mit n multiplicirt. Die Symmetrieverhältnisse werden dadurch nicht geändert.

Digitized by Google

1. $A_x^4 A_y^4$. 2. $A_x^2 \sim A_y^2 \sim A_z^2$ reguläres System.
3. $A_z^4 A_x^2$. 4. A_z^4 tetragonales System } magnetisch
5. $A_z^6 A_x^2$. 6. A_z^6 hexagonales System } einaxige
7. $A_z^3 A_x^2$. 8. A_z^3 rhomboëdrisches System } Krystalle.
9. $A_x^2 A_y^2$ rhombisches System. 10. A_x^2 monoklines System.
11. — triklines System).

Für das reguläre System ist die Theorie in den p. 378, 379 genannten Abhandlungen ziemlich vollständig entwickelt. Die hier ausreichenden einfachen Hilfsmittel, um die Bedingungen für die k_{hkl} festzustellen, versagen aber, wenn es sich um die Einführung der A_z^3 (bezw. $A_z^6 = A_z^3 + A_z^2$) handelt. Es ist daher zweckmässig, die Ableitung zunächst allgemein für eine i-zählige Axe zu erledigen, zumal die Zwischenresultate weiterhin mehrfach Verwendung finden.

§ 3. Die Einführung von Symmetrieaxen.

Als Beispiel wählen wir A_z^i. Das Vorhandensein dieser Axe verlangt von φ, dass es ungeändert bleiben soll bei einer Drehung des Coordinatensystems um die Z-(C-)Axe um $\frac{2\pi}{i}$. Die Function φ sei zunächst nach dem Gesammtgrade n der Glieder geordnet, also

$$\varphi = [\varphi_0 + \varphi_1 +] \varphi_2 + \varphi_3 + \ldots + \varphi_n + \ldots$$ [1]

und jedes φ_n wieder nach fallenden Potenzen von c:

$$\varphi_n = k_{0,0,n} c^n + (k_{1,0,n-1} a + k_{0,1,n-1} b) c^{n-1} + \ldots (k_{n,0,0} a^n + \ldots k_{0,n,0} b^n)$$

Nun wird die Drehung um die Z-Axe dargestellt durch die Substitution

$$\begin{aligned} a &= \gamma a' + \sigma b' \\ b &= -\sigma a' + \gamma b' \end{aligned} \qquad (2) \qquad (2)$$

Diese führt offenbar den Factor von c^l, der eine homogene Function $(n - l = \nu)$ten Grades von a und b ist, in eine eben solche Function in a′, b′ über, wobei der Werth von l gleichgültig ist. M. a. W.: Jede für k_{hkl} gefundene

[1] Die beiden ersten Glieder müssen aus einem leicht ersichtlichen Grunde = 0 sein.

Digitized by Google

Bedingung gilt auch für k_{hkl_2}, k_{hkl_3} u. s. w. Wir beschränken uns also auf die Transformation der Form:

$$\{k_{\nu,0}\,a^\nu + k_{\nu-1,1}\,a^{\nu-1}\,b^1 + k_{\nu-2,2}\,a^{\nu-2}\,b^2 + \ldots k_{0,\nu}\,b^\nu\} \quad (3)$$

durch die lineare Substitution (2), durch welche sie in eine analoge Form

$$\{x_{\nu,0}\,(a')^\nu + x_{\nu-1,1}\,(a')^{\nu-1}\,(b')^1 + \ldots x_{0,\nu}\,(b')^\nu\} \quad (3')$$

übergeht.

Bei Vorhandensein einer A_z^1 muss dann $x_{hk} = k_{hk}$ werden, und die Gesammtheit dieser Gleichungen ist das gesuchte System der Bedingungen für die k. Um sie wirklich aufzustellen (womit wir zugleich die Formeln für die Transformation von φ auf ein neues Coordinatensystem gewinnen), kann man zwei Wege einschlagen, die wir beide der Zwischenresultate wegen kurz durchgehen wollen.

Erster Weg: Wir führen die Substitution (2) wirklich aus. Aus dem Gliede $k_{mn}\,a^m\,b^n$ wird dadurch $k_{mn}\,.\,(\gamma a' + \sigma b')^m\,.\,(-\sigma a' + \gamma b')^n$. Mit Berücksichtigung der Relation $\binom{m}{i} = \binom{m}{m-i}$ kann man dann schreiben:

$$k_{mn}\,a^m\,b^n = k_{mn}\,.\sum_{0,0}^{m,n} {}_{i,j}\binom{m}{i}\binom{n}{j}(-1)^j\,\gamma^{n+i-j}\,\sigma^{m-i+j}\,(a')^{i+j}\,(b')^{\nu-(i+j)}$$

(Die Summation ist über alle Indexcombinationen i, j zu erstrecken, soweit nicht i und j grösser als m bezw. n werden.) Die Summe selbst ist eine homogene Function νten Grades in a', b'; greifen wir das Glied $(a')^h\,(b')^k$ heraus, so sind also diejenigen Indexcombinationen (i, j) zu wählen, welche $i + j = h$ ergeben. Somit erhält das Glied $(a')^h\,(b')^k$ den Coëfficienten:

$$(4) \qquad C_{hk}^{mn} = \sum\nolimits_j (-1)^j \binom{m}{h-j}\binom{n}{j}\,\gamma^{n+h-2j}\,\sigma^{m-h+2j} \qquad (4)$$

multiplicirt mit k_{mn}. Jedes Glied $k_{mn}\,a^m\,b^n$ der ursprünglichen Form (3) giebt ein Glied $C_{hk}^{mn}\,.\,k_{mn}\,(a')^h\,(b')^k$; fassen wir in der transformirten Form also alle Glieder mit gleichem (h, k) zusammen, so erhalten wir

$$x_{hk}\,.\,(a')^h\,.\,(b')^k = (a')^h\,.\,(b')^k\,.\sum_{(o,\,\nu)}^{(\nu,\,o)} {}_{(mn)}\,C_{hk}^{mn}\,k_{mn}\,{}^1$$

---

[1] Wobei die Summation sich über alle Indexcombinationen (m, n) von (o, ν) bis (ν, o), welche $m + n = \nu$ geben, erstreckt.

Digitized by Google

und somit als Werth für $\varkappa_{hk}$:

$$(5)\quad \varkappa_{hk} = C^{0,\nu}_{h,k} \cdot k_{0,\nu} + C^{1,\nu-1}_{h,k} k_{1,\nu-1} + \ldots + C^{\nu,0}_{h,k} k_{\nu,0} \quad (5)$$

und hieraus endlich die gesuchten Bedingungen für die k durch die Gleichsetzung von $\varkappa_{hk}$ mit k_{hk}

$$(5')\qquad k_{hk} = \sum_{(o,\nu)}^{(\nu,o)} (mn)\, C^{mn}_{hk}\, k_{mn} \qquad (5')$$

Für die Berechnung der C^{mn}_{hk} giebt (4) ein einfaches Schema an die Hand, aus dem man die gesuchte Gleichung (5) bezw. (5′) ohne Weiteres hinschreiben kann.

Für die Gleichungen (5′) ergiebt sich nun aber eine sehr wesentliche Vereinfachung, wenn man berücksichtigt, dass mit der Substitution (2) die der Drehung im entgegengesetzten Sinn entsprechende Substitution:

$$(2')\qquad a = \gamma a' - \sigma b';\quad b = \sigma a' + \gamma b' \qquad (2')$$

krystallographisch gleichberechtigt ist. Führt man mit dieser die Rechnung, wie vorher, aus, so ergeben sich die Gleichungen (5) in derselben Form, nur tritt jetzt an die Stelle des Coëfficienten C^{mn}_{hk}: $(-1)^{m-h} C^{mn}_{hk}$.

Theilen wir nunmehr von vornherein alle k_{hk} in die beiden Serien $k_{0,\nu}$; $k_{2,\nu-2}$; $k_{4,\nu-4}$ ... und $k_{1,\nu-1}$; $k_{3,\nu-3}$ ..., so stimmen die rechten Seiten von je zwei auf die eine oder andere Weise erhaltenen Gleichungen (5) überein, bis auf die Vorzeichen der Glieder, für die $(m-h) = (m-h)'$ ist, und dies sind offenbar diejenigen, in deren Serie das links stehende $\varkappa_{hk}$ nicht vorkommt. Die beiden entsprechenden Gleichungen des Systems (5′) lassen sich daher durch Addition und Subtraction in zwei andere zerlegen, deren jede nur die k_{hk} der einen oder die der anderen Serie enthält, nämlich:

$$\left.\begin{array}{l} k_{hk} = \ldots + C^{h-2,k+2}_{h,k} k_{h-2,k+2} + C^{h,k}_{h,k} k_{hk} \\ \qquad\qquad + C^{h+2,k-2}_{h,k} k_{h+2,k-2} + \ldots \\ 0 = \text{der Summe der ausgefallenen Glieder.} \end{array}\right\} \quad (5'')$$

und

Nun folgt weiter aus dem Bildungsgesetz (4) der C, dass

$$C^{mn}_{hk} = (-1)^{m-h} C^{nm}_{kh},$$

Digitized by Google

die Determinante der Coëfficienten in (5) und (5′) also, vom Vorzeichen abgesehen, centrisch symmetrisch ist. Nach der Trennung der Serien haben demnach die Gleichungen (5″) die Eigenschaft, in sich selbst überzugehen[1], wenn man sämmtliche Indexpaare vertauscht.

Hieraus folgt weiter:

1. Ist $\nu = \nu''$, so fallen k_{hk} und k_{kh} in dieselbe Serie (h″, k″ oder h′, k′). Die Coëfficienten eines der Systeme (5″) sind also hier inclusive des Vorzeichens centrisch symmetrisch angeordnet, und die Addition und Subtraction zweier correspondirender Gleichungen ergiebt deshalb je eine Gleichung für $s_{hk} = (k_{hk} + k_{kh})$ und $d_{hk} = (k_{hk} - k_{kh})$.
2. Ist $\nu = \nu'$, so fallen k_{hk} und k_{kh} in die getrennten Serien ($k_{h''k'}$) und ($k_{k'h''}$). Aus der genannten Relation folgt aber hier, dass die für die Coëfficienten der einen Serie gefundenen Bedingungen durch Umkehrung der Indices die Bedingungen für die andere Serie liefern, so dass also die einmalige Rechnung für beide Coëfficientenserien genügt[2].

Um aus den so vereinfachten Gleichungen die gesuchten Bedingungen endgültig zu finden, müsste man sie weiter nach den k_{hk} bezw. s_{hk}, d_{hk} „auflösen“. Man würde dadurch auf Gleichungen der Form $k_{hk} \cdot f(\gamma, \sigma) = 0$ kommen, deren Wurzeln

---

[1] Genauer genommen, geht jede Gleichung $k_{hk} = \ldots$ in die zugehörige $k_{kh} = \ldots$ über und umgekehrt.

[2] Die Trennung der Gleichungen (5′) lässt sich ohne den Kunstgriff der umgekehrten Substitution durchführen, wenn man dieselben mit ihren eigenen Coëfficienten C_{hk}^{mn} in passender Weise zusammenfasst. Links erscheint dann der zweite Werth für x_{hk} (der nach 2′), rechts hat jedes Glied als Factor eine Summe von Producten aus je 2 der C_{hk}^{mn}. Diese Summationen müssen nun überall 0, bei einem Gliede aber 1 ergeben, da rechts wieder k_{hk} erscheinen muss. Die betreffenden Relationen müssen also identisch in γ und σ, und da die Summen homogene Functionen derselben sind, auch identisch in den Coëfficienten der Potenzen $\gamma^p \sigma^q$ erfüllt sein. Jeder solche Coëfficient ist eine Summe über Producte von je 4 Binomialcoëfficienten. Man erhält somit einen Satz über diese, der ein Analogon zu einem ähnlichen Satze über die Producte je zweier Binomialcoëfficienten ist (cf. Weber, Algebra. I. p. 47), und der sich unabhängig von der Trennung der Gleichungen (5′) beweisen lässt (durch vollständige Induction).

Digitized by Google

für γ und σ die cos bezw. sin der aliquoten Theile von 2π ergeben.

Wir benutzen dieselben hier zur Aufstellung der Bedingungen für A_z^2 und A_z^4 ($\begin{matrix}\gamma=-1\\ \sigma=0\end{matrix}$ bezw. $\begin{matrix}\gamma=0\\ \sigma=1\end{matrix}$).

In beiden Fällen reduciren sich die Gleichungen (5″) auf die Glieder, in denen γ^ν bezw. σ^ν vorkommt, das sind die Diagonalglieder.

Man findet **für A_z^2**: $k_{(h,k)''} = (-1)^{\nu''} k_{(h,k)''}$ und $k_{(h,k)'} = (-1)^{\nu'} k_{(h,k)'}$, d. h. über $k_{(h,k)''}$ sagen die Gleichungen nichts aus und $k_{(h,k)'}$ ist 0. Die A_z^2 verlangt also $h + k = \nu''$.

Für A_z^4 ergiebt sich auf ähnliche Weise die Bedingung $h + k = \nu''$[1], ausserdem $d_{h'',k''} = 0$, $s_{h',k'} = 0$, d. h. $k_{h''k''} = k_{k''h''}$, $k_{h'k'} = -k_{k'h'}$.

Auch für A_z^3 ($\gamma = -\frac{1}{2}$, $\sigma = \sqrt{\frac{3}{4}}$) ergeben die Gleichungen die Bedingungen ohne zu grosse Schwierigkeiten. Doch ist es zweckmässiger, sie in diesem Falle auf dem nunmehr zu besprechenden

Zweiten Weg zu gewinnen. Wir transformiren jetzt die Form (3) durch Einführung von Polarcoordinaten $\varrho\cos\vartheta$ und $\varrho\sin\vartheta$. Lassen wir ϱ^ν als unveränderlich bei der Drehung weg, so handelt es sich nun um die Wirkung dieser auf die Form:

$$k_{\nu,0}\cos^\nu\vartheta + k_{\nu-1,1}\cos^{\nu-1}\vartheta\sin\vartheta + \ldots k_{0,\nu}\sin^\nu\vartheta \quad (3'')$$

Führt man nun statt der Potenzen die cos und sin der Vielfachen von ϑ ein, so ergiebt sich bekanntlich eine endliche Fourier'sche Reihe bis zu $\cos(\nu\vartheta)$ und $\sin(\nu\vartheta)$ und zwar hat diese die Form

$$\left.\begin{aligned} &a_0^{(\nu'')} + a_2^{(\nu'')}\cos(2\vartheta) + a_4^{(\nu'')}\cos(4\vartheta) + \ldots a_{\nu''}^{(\nu'')}\cos(\nu''\vartheta)\\ &+ b_2^{(\nu'')}\sin 2\vartheta + b_4^{(\nu'')}\sin 4\vartheta + \ldots b_{\nu''}^{(\nu'')}\sin(\nu''\vartheta)\end{aligned}\right\}\text{für gerades } \nu.$$

$$\left.\begin{aligned} &a_1^{(\nu')}\cos\vartheta + a_3^{(\nu')}\cos(3\vartheta) + \ldots a_{\nu'}^{(\nu')}\cos(\nu'\vartheta)\\ &+ b_1^{(\nu')}\sin\vartheta + b_3^{(\nu')}\sin(3\vartheta) + \ldots b_{\nu'}^{(\nu')}\sin(\nu'\vartheta)\end{aligned}\right\}\text{für ungerades } \nu.$$

Die Anzahl der Coëfficienten $a_r^{(\nu)}\, b_r^{(\nu)}$ ist gleich derjenigen der k in der Form (3″). Man überzeugt sich leicht, dass

---

[1] Dies ist selbstverständlich, da ja A_z^4 auch A_z^2 ist.

Digitized by Google

$$\left.\begin{array}{llll} a_0, & a_4, & a_8 \ldots & \text{lineare Functionen von } s_{h''k''} \\ a_2, & a_6 & \ldots & \text{„ „ „ } d_{h''k''} \\ b_4, & b_8 & \ldots & \text{„ „ „ } d_{h'k'} \\ b_2, & b_6 & \ldots & \text{„ „ „ } s_{h'k'} \\ a_1, a_3, a_5 & & \ldots & \text{„ „ „ } k_{h'k''} \\ b_1, b_3, b_5 & & \ldots & \text{„ „ „ } k_{k''h'} \end{array}\right\} \quad (6)$$

sind, und dass $b_{r'}$ aus $a_{r'}$ durch Vertauschung der Indices der k ($k_{h'k''}$ in $k_{k''h'}$) hervorgeht, wobei sich aber noch bei b_3, b_7, b_{11} ... das Vorzeichen umkehrt, z. B.

$$4a_1^{(3)} = 3k_{30} + k_{12}; \quad 4b_1^{(3)} = 3k_{03} + k_{21},$$
$$\text{aber } 4a_3^{(3)} = k_{30} - k_{12}; \quad 4b_3^{(3)} = -k_{03} + k_{21}.$$

Kennt man nun diese Functionen (6), so hat man ohne Weiteres die gesuchten Bedingungen für die k_{hk} bei Vorhandensein einer Axe A_z[1].

Da nämlich die Form (3″) gegenüber einer Drehung um einen Winkel $\frac{2\pi}{i}$ invariant sein soll, so müssen, wie sofort ersichtlich ist, in der transformirten Form in diesem Falle alle $a_r^{(\nu)}$, $b_r^{(\nu)}$ verschwinden, für welche nicht r ein ganzes Vielfaches von i ist.

Man braucht also nur diese $a_{(x\,i)}\, b_{(x\,i)}$ als unabhängige Constante einzuführen, alle anderen aber $= 0$ zu setzen, um aus den Functionen (linearen Gleichungen) (6) sofort die gesuchten Bedingungen für die k_{hk} zu erhalten. Diese Methode würde nun freilich gegenüber der früheren nicht viel voraus haben, wenn man, um die Beziehungen (6) zu gewinnen, die Transformation der Form (3″) in die Fourier'sche Reihe wirklich durchführen müsste, was auch mit Hilfe allgemeiner Formeln, die aus dem Moivre'schen Satze zu gewinnen sind, ziemlich umständlich ist. Die Gleichungen (6) haben aber eine Eigenschaft[1], mittelst deren man sie ohne Weiteres durch einige ganz einfache Rechnungen erhalten kann.

---

[1] Ich habe weder diese selbst, noch ihren Beweis in den gebräuchlichen Lehrbüchern, die über diese Transformation handeln, finden können, und will sie daher hier ausführlich entwickeln, weil sie mir den einfachsten Weg zur Ausführung der betreffenden Transformation zu bieten scheint. Der Beweis folgt aus der Bedeutung der Formeln oder einfacher mittelst einer Drehung des Coordinatensystems um 90°.

Digitized by Google

Es werde zunächst festgesetzt, dass die linke Seite $a_r^{(\nu)}$ bezw. $b_r^{(\nu)}$ stets den Factor $2^{\nu-1}$ erhalten soll, dann werden die rechten Seiten ganzzahlig und es wird der Coëfficient desjenigen k, dessen einer Index 0 ist (also $k_{\nu 0}$ oder $k_{0\nu}$), in den $a_r^{(\nu)}$ stets $= \binom{\nu}{\frac{1}{2}(\nu - r)}$, ausgenommen den Fall $a_0^{(\nu'')}$, wo er nur halb so gross ist als $\binom{\nu''}{\frac{1}{2}\nu''}$; dies entspricht der Einzelstellung von $\binom{\nu''}{\frac{1}{2}\nu''}$ in der Reihe der sonst immer doppelt vorkommenden Binomialcoëfficienten[1]. Ordnen wir die rechten Seiten von a_r in der Reihenfolge $k_{\nu,0}$; $k_{\nu-2,2}$ u. s. w., entsprechend b_r nach $k_{0,\nu}$; $k_{2,\nu-2}$ u. s. w., so ist also der erste Coëfficient in a_r stets bekannt.

Jetzt ersetze man auf der rechten Seite von a_r jedes k_{mn} durch: $-(m+1)\,k_{m+1,n-1} + (n+1)\,k_{m-1,n+1}$[2] und vereinige die Glieder mit gleichen k_{hk}. Die neuen k_{hk} gehören dann in die Serie (o, ν) (2, $\nu-2$) u. s. w., d. h. dieselbe Serie, wie die Glieder der rechten Seite von b_r.

In der That ist durch jene Operation a_r in $r.b_r$ übergegangen. — Umgekehrt geht durch die gleiche Operation b_r in $-r.a_r$ über.

Beispielsweise sei nun (s. o.) gesucht: $4a_1^{(3)} = x.k_{30} + y k_{12}$. Man ersetze k_{30} durch: $(+1.k_{21})$ (k mit negativen Indices bleiben weg) und k_{12} durch: $(-2k_{21} + 3.k_{03})$. Die rechte Seite wird dann: $+3yk_{03} + (x-2y)k_{21}$. Dies ist nach dem Gesagten $= 4b_1^{(3)}.1$. Andererseits ist bereits bekannt, dass $4b_1^{(3)}$ die Form: $xk_{03} + yk_{21}$ hat (s. o.), also folgt: $x = 3y$ und $y = x - 2y$, welche beiden Gleichungen, wie ersichtlich, identisch sind. Man erhält aber die zu suchenden x und y, wenn man noch berücksichtigt, dass $x = \binom{3}{\frac{3-1}{2}} = 3$ ist, woraus $y = 1$, also

$$4a_1^3 = 3k_{30} + k_{12} \text{ und } 4b_1^3 = 3k_{03} + k_{21}$$

folgt (wie oben angegeben).

Im allgemeinen Falle erhält man so viele Gleichungen als unbekannte Coëfficienten zu suchen sind. Von diesen ist

---

[1] Z. B. 1, 4, 6, 4, 1.

[2] Wobei aber Glieder, die einen negativen Index erhalten würden, wegbleiben.

Digitized by Google

zwar stets eine die Folge der übrigen, aber da der Werth des ersten Coëfficienten $\left(\frac{\nu}{\frac{\nu-r}{2}}\right)$ bekannt ist, so erhält man trotzdem mit Leichtigkeit sämmtliche gesuchten Zahlwerthe. Im Falle $\nu = \nu''$, wo die Form von b_r nicht ohne Weiteres mit der von a_r angesetzt werden kann, braucht man nur das Verfahren zwei Mal nacheinander anzuwenden, um auf $-r^2 a_r^{(\nu'')}$ zurückzukommen. Da jede der Gleichungen im Maximum nur 3 der unbekannten Zahlencoëfficienten enthält (aus einem leicht ersichtlichen Grunde), so ist das Verfahren bis zu sehr hohen Werthen von ν ein höchst einfaches. — Etwas langwieriger wird (schon bei $\nu = 9$) die Auflösung der Gleichungen (6) nach den k_{hk}, wenn man wegen der A_z^3 — auf die es hier nur ankommt — alle $a_r\ b_r$ ausser $a_0\ a_3\ a_6 \ldots$ $b_3\ b_6 \ldots = 0$ setzt, da jede Gleichung im Allgemeinen sämmtliche k_{hk} der betreffenden Serie enthält. Wir wollen uns aber hier für die Function φ überhaupt auf $n = 8$ beschränken.

Die **Resultate für die A_z^3** bis zu $\nu = 8$ sind dann:

$k_{10} = 0$	$k_{01} = 0$
$d_{20} = 0$ d. h. $k_{20} = k_{02}$	s_{11} d. h. $k_{11} = 0$
$k_{12} = -3k_{30}$	$k_{21} = -3k_{03}$
$k_{22} = s_{40}$	$s_{31} = 0$
$d_{40} = 0$	$d_{31} = 0$
$k_{14} = -3k_{50}$	$k_{41} = -3k_{05}$
$k_{32} = -2k_{50}$	$k_{23} = -2k_{05}$
$s_{42} = 3s_{60}$	$3k_{33} = -5s_{51}$
$d_{42} = -15d_{60}$	$d_{51} = 0$
$k_{16} = -3k_{70}$	$k_{61} = -3k_{07}$
$k_{34} = -5k_{70}$	$k_{43} = -5k_{07}$
$k_{52} = -k_{70}$	$k_{25} = -k_{07}$
$s_{62} = 4s_{80}$	$3s_{53} = -7s_{71}$
$d_{62} = -14d_{80}$	$d_{53} = 0$
$k_{44} = 3s_{80}$	$d_{71} = 0.$

Für $A_z^6 = A_z^3 + A_z^2$ tritt die Bedingung $\nu = \nu''$ hinzu, es verschwinden also alle k in den mit | bezeichneten Reihen[1].

[1] Mit Hilfe dieser und der oben für die anderen Axen gefundenen Beziehungen lassen sich mit Leichtigkeit die bekannten Specialisirungen der Constantenschemata (z. B. für die Elasticitätstheorie) ausführen, wenn

Digitized by Google

§ 4. Discussion der Function φ für die einzelnen Krystallgruppen.

Um für die einzelnen 11 Gruppen die Function φ wirklich aufzustellen, braucht man nur die Bedingungen für die verschiedenen Axen zu combiniren. Es ergiebt sich dann folgende allgemeine Übersicht:

Im triklinen System gelten die Formeln ohne jede Specialisirung $\varphi = \Sigma k_{hkl} a^h b^k c^l$ und

$$\alpha = \frac{\partial \varphi}{\partial a}, \quad \beta = \frac{\partial \varphi}{\partial b}, \quad \gamma = \frac{\partial \varphi}{\partial c}.$$

Die Erweiterung durch Glieder höherer Ordnung lässt also hier alle möglichen Abweichungen vom Thomson'schen Ansatz voraussehen.

Im monoklinen und rhombischen System beschränkt sich die etwa nothwendig werdende Erweiterung des Thomson'schen Ansatzes auf den Zusatz gewisser Glieder $k_{hkl} a^h b^k c^l$, oder umgekehrt die Specialisirung der allgemein angesetzten Function φ auf die Streichung gewisser k gemäss den Vorschriften über gerade oder ungerade Indexsummen.

Im rhomboëdrischen und hexagonalen, sowie im tetragonalen System treten zu diesen Bedingungen Beziehungen zwischen verschiedenen der k_{hkl}, deren dritter Index der gleiche ist, im einfachsten Fall (tetragonales System) $k_{hkl} = \pm k_{khl}$. Wir können daher diese drei Systeme auch in dem erweiterten Sinne als die Systeme magnetisch einaxiger Krystalle bezeichnen.

Im regulären System endlich sind die drei Axen gleichwerthig und dabei entweder 2- oder 4zählig. Hieraus folgt, dass im ersteren Falle die k_{hkl} bei einer beliebigen cyklischen Vertauschung der Indices ungeändert bleiben und alle drei Indices entweder gleichzeitig gerade oder ungerade sein müssen.

---

man nur berücksichtigt, dass gegebenenfalls auch noch Unterschiede zwischen centrischen und acentrischen Krystallgruppen und somit auch zwischen A_z^3 und E_z, A_z^4 und S_z^2 in Betracht kommen, je nach der Natur der betreffenden Vectoren u. s. w.

Digitized by Google

Also für die Gruppe $A_x^2 \sim A_y^2 \sim A_z^2$: $k_{(h''k''l'')}$ oder $k_{(h'k'l')}$, wobei die Klammer die beliebige cyklische Vertauschung andeuten soll. Für die zweite Gruppe A_x^4, A_y^4, A_z^4 muss ausserdem $k_{h''k''} = +k_{k''h''}$, $k_{h'k'} = -k_{k'h'}$ sein, daher bleibt $k_{(h''k''l'')}$ jetzt auch bei einer beliebigen Transposition, d. h. bei jeder Permutation der Indices ungeändert, und $k_{(h'k'l')}$ geht durch eine Transposition in das Entgegengesetzte über. Dem zufolge ist der erste mögliche Coëfficient $k_{h'k'l'}$ hier $k_{(1,3,5)} = -k_{(3,1,5)}$.

Bildet man mit Berücksichtigung dieser Relation φ_9, so ergiebt sich:

$$\varphi_9 = k_{(531)}\, a\,b\,c\,\{a^4(b^2-c^2) + b^4(c^2-a^2) + c^4(a^2-b^2)\},$$

welcher Ausdruck durch eine einfache Umformung in die von Herrn Sano (l. c.) gegebene Form:

$$\varphi_9 = k_{(531)}\, a\,b\,c\,(c^2-b^2)(b^2-a^2)(a^2-c^2)$$

übergeht. Auf eine weitere Discussion für das reguläre System kann hier verzichtet werden, da die p. 378, 379 citirten Arbeiten eine ziemlich vollständige Theorie für diesen Fall ergeben haben. Hier sei nur noch bemerkt, dass die von Herrn Wallerant (l. c.) abgeleitete Formel:

$$3\,I_{Okt} + I_{Hex} = 4\,I_{Dod},$$

worin I die Intensität der Magnetisirung bei gleicher Feldstärke in der Richtung der Oktaëder ... -Normale bezeichnet, identisch ist mit einer von Herrn W. Voigt[1] für die reciproken Elasticitätsconstanten gegebenen:

$$E_W + 3\,E_O - 4\,E_G = 0$$

(W = Würfel, O = Oktaëder, G = Granatoëder). Dies ist selbstverständlich, da Herr Wallerant mut. mut. dieselbe Näherung wie die Elasticitätstheorie ($\varphi_2 + \varphi_4$) benützt.

Von einer Discussion des allgemeinsten Falles, der bemerkenswerthe Eigenthümlichkeiten nicht bietet, soll gleichfalls abgesehen werden. Die fünf anderen Systeme wollen wir nun, mit Rücksicht namentlich auf eventuell eintretendes acentrisches Verhalten, etwas eingehender betrachten.

---

[1] W. Voigt, Wied. Ann. **35**. p. 643. 1888.

Digitized by Google

1. Monoklines und rhombisches System.

Im *monoklinen System* heissen wegen $(h + k)''$ die Formeln:

$$\varphi_2 = \mathfrak{k}_{200}\,\mathfrak{a}^2 + k_{110}\,\mathfrak{a}\,\mathfrak{b} + \mathfrak{k}_{020}\,\mathfrak{b}^2 + \mathfrak{k}_{002}\,\mathfrak{c}^2;$$
$$\varphi_3 = (k_{201}\,\mathfrak{a}^2 + \mathfrak{k}_{111}\,\mathfrak{a}\,\mathfrak{b} + k_{021}\,\mathfrak{b}^2)\,\mathfrak{c} + k_{003}\,\mathfrak{c}^3;$$
$$\varphi_4 = \mathfrak{k}_{400}\,\mathfrak{a}^4 + k_{310}\,\mathfrak{a}^3\mathfrak{b} + \mathfrak{k}_{220}\,\mathfrak{a}^2\mathfrak{b}^2 + k_{130}\,\mathfrak{a}\,\mathfrak{b}^3 + \mathfrak{k}_{040}\,\mathfrak{b}^4 + (\mathfrak{k}_{202}\,\mathfrak{a}^2 + k_{112}\,\mathfrak{a}\,\mathfrak{b} + \mathfrak{k}_{022}\,\mathfrak{b}^2)\,\mathfrak{c}^2 + \mathfrak{k}_{004}\,\mathfrak{c}^4 \text{ u. s. w.}$$

Im *rhombischen System* bleiben nur die fett gedruckten Glieder (d. h. in $\varphi_{n''}: h'', k'', l''$, in $\varphi_{n'}: h', k', l'$) stehen. Es durchlaufe nun der Endpunkt des Vectors H die sämmtlichen Punkte einer Kugel, und wir wollen uns von einem beliebigen Raumpunkte aus die zugehörigen Werthe von φ auf die zu H parallelen Richtungen aufgetragen denken. Es ist dann leicht einzusehen, dass die Schnitte dieser φ-Fläche mit den Coordinatenebenen ganz allgemein Curven der Gestalt $\varrho = \Sigma_{\nu,r}\left(a_r^{(\nu)}\cos(r\vartheta) + b_r^{(\nu)}\sin(r\vartheta)\right)$ sind, deren Coëfficienten man nach der oben besprochenen Transformation (6) leicht erhalten, und die man stets in die Form:

$$\varrho = A_0 + A_2\cos(2\psi) + \ldots + B_2\sin(2\psi)\ldots + A_1\cos\psi + A_3\cos(3\psi) + \ldots B_1\sin\psi + \ldots$$

zusammenfassen kann. Das höchste Vielfache von ψ ist $n\psi$, wenn φ_n das letzte noch mit berücksichtigte Glied von φ ist. Steht auf einer der Coordinatenebenen z. B. (A B) eine A^2 senkrecht, so würden alle $A_{r'}\,B_{r'}$ verschwinden, analog für A_z^3: $A_1, A_2, A_4 \ldots B_1\,B_2 \ldots$ etc., wie das oben bereits benützt worden ist.

Im monoklinen System würde φ_2 allein als Schnitt $\perp A_z^2$ eine Curve $\varrho = A_0 + A_2\cos(2\psi) + B_2\sin(2\psi)$ ergeben. Es ist bekannt, dass man durch geeignete Wahl des Coordinatensystems (Hauptaxensystem!) B_2 zum Verschwinden bringen kann; die zwischen den Coëfficienten k von φ_2 und dem Winkel beider Coordinatensysteme (des alten willkürlichen und des neuen) bestehende Relation heisst:

$$\operatorname{tg}(2\psi_2) = \frac{k_{110}}{k_{020} - k_{200}},$$

und diese ist von H (H^2) unabhängig. Durch Hinzufügung von φ_4 erhält die Schnittcurve die Gestalt:

$$\varrho = A_0 + A_2\cos(2\psi) + A_4\cos(4\psi) + B_2\sin(2\psi) + B_4\sin(4\psi).$$

Digitized by Google

In dieser kann immer noch ein Coëfficient B der ungeraden Functionen zum Verschwinden gebracht werden, aber die Relation wird nunmehr von H^2 abhängig, und ein ungerades Glied bleibt, d. h. die beiden Symmetrielinien, welche die Schnittfigur (φ_2) hatte, sind verschwunden zugleich mit den Symmetrieebenen, welche durch sie und die A_z^2 im Falle φ_2 gelegt werden können.

Sehen wir für etwaige acentrische Wirkungen in erster Näherung φ_3 als maassgebend an, so würde für diese Folgendes gelten: φ_3 verschwindet im monoklinen und rhombischen System auf dem Äquator der Hilfskugel (H) (der AB-Ebene), das gleiche würde aber auch für jede weitere Näherung noch gelten, da n' und $(h+k)'' : l'$ ergeben, also alle $\varphi_{n'}$ den Factor c enthalten. Im Falle des rhombischen Systems gilt für alle drei Hauptebenen das nämliche. Im monoklinen System würde φ_3 ausser auf dem Äquator noch auf Curven verschwinden, für welche

$$k_{201}\, a^2 + k_{111}\, a\, b + k_{021}\, b^2 + k_{003}\, c^2 = 0$$

wird.

Ersetzen wir a und b bezw. durch $\sqrt{H^2 - c^2}\,.\cos\psi$ und $\sqrt{H^2 - c^2}\,.\sin\psi$, so geht diese Bedingung, wenn wir $c = H$ ausschliessen, in die Form:

$$a_0 + a_2 \cos(2\psi) + b_2 \sin(2\psi) + k_{003}\, \frac{c^2}{H^2 - c^2} = 0$$

über, wo a_0, a_2, b_2 gemäss (6) zu bestimmen sind. Wir erkennen, dass jedenfalls b_2 durch geeignete Wahl des Coordinatensystems zum Verschwinden gebracht werden kann (in Bezug auf die Axenebenen desselben ist dann φ_3 symmetrisch). Ist ω jetzt die geographische Breite von H, also $\operatorname{tg}\omega = \frac{c}{\sqrt{H^2 - c^2}}$, so erkennt man, dass obige Gleichung (die wir auf die vereinfachte Form gebracht denken wollen), für $\operatorname{tg}\omega$ zwei entgegengesetzt gleiche Wurzeln ergiebt, die reell oder imaginär sein können, und zwar sind möglich die drei Fälle ($b_2 = 0$):

1. $\frac{a_0 + a_2 \cos(2\psi)}{k_{003}}$ ist immer > 0: dann ist $\operatorname{tg}\omega$ für alle Werthe ψ imaginär, d. h. φ_3 verschwindet in Wirklichkeit nur auf dem Äquator ($c = 0$).

Digitized by Google

2. $\frac{a_0 + a_2 \cos(2\psi)}{k_{003}}$ schwankt je nach dem Werthe von ψ zwischen positiven und negativen Werthen: dann ist $\operatorname{tg}\omega$ reell für die negativen Werthe dieses Bruches; die Grenzen des Intervalles für ψ sind gegeben durch $a_0 + a_2 \cos(2\psi) = 0$, und in ihnen ist auch $\operatorname{tg}\omega = 0$. Dieser Gleichung genügen vier symmetrisch zu 0° und 180° liegende Werthe ψ. Je zwei der entsprechenden Punkte des Äquators sind also durch zwei symmetrisch zum Äquator und dem Meridian 0° (bezw. 90°) verlaufende Curven verbunden, auf welchen φ_3 verschwindet.

3. $\frac{a_0 + a_2 \cos(2\psi)}{k_{003}}$ ist immer < 0: dann hat $\operatorname{tg}\omega$ immer zwei reelle Werthe, φ_3 verschwindet auf zwei in Bezug auf den Äquator symmetrischen Curvenzügen, welche Maxima geographischer Breite bei 0° und 180°, und dazwischen Minima bei 90° und 270° haben oder umgekehrt. Man sieht, dass dieser Fall, wenn die Maxima immer höher nach dem Pole zu, die Minima immer mehr nach dem Äquator zu wandern, schliesslich in der Grenze den Fall des rhombischen Systems ergiebt, wo die Grenzkreise der Oktanten die Curven des Verschwindens von φ_3 sind.

Das hier vorausgesetzte Coordinatensystem, dessen Hauptebenen S. E. für φ_3 sind, war specieller Natur. Man erhält es aus einem als beliebig angenommenen, auf das die k_{hkl} zunächst bezogen waren, durch Drehung um einen Winkel ψ_3, so dass $\operatorname{tg}(2\psi_3) = \frac{k_{111}}{k_{021} - k_{201}}$, ganz analog wie bei φ_2.

Im rhombischen System sind nun die beiden Systeme von Symmetrieebenen für φ_2 und φ_3 um 45° gegeneinander gedreht. Bei den mannigfaltigen Übergängen zwischen rhombischen und monoklinen Krystallen wird man daher vielleicht vermuthen können, dass auch bei letzteren der Winkel der beiden Systeme nicht sehr von 45° verschieden ist. Genau wäre dies der Fall, wenn $\operatorname{tg}(2\psi_2) \cdot \operatorname{tg}(2\psi_3) = \pm 1$ wäre. Andererseits ist auch aus dem gleichen Grunde zu vermuthen, dass, wenn acentrisches Verhalten überhaupt eintritt, der dritte Fall dreier reeller Curven des Verschwindens von φ_3 im monoklinen System die Regel sein wird.

Digitized by Google

Anm. Die analoge Überlegung liesse sich natürlich für φ_3 anstellen, welches, vom Factor c abgesehen, dieselbe Gestalt wie φ_3 hat. Man erkennt leicht, dass der erste Fall ($\mathrm{tg}^2\omega < 0$) hier immer eintritt, wenn, wie das bisher stets beobachtet worden ist, alle drei „Hauptsusceptibilitäten" das gleiche Vorzeichen haben.

2. Tetragonales System.

Für die Gruppe A_z^4 ist $k_{h''k''l} = +k_{k''h''l}$, $k_{h'k'l} = -k_{k'h'l}$ (oder $d_{h''k''l} = 0$, $s_{h'k'l} = 0$), also:

$$\varphi_2 = \mathbf{k_{200}(a^2+b^2)+k_{002}c^2};$$

$$\varphi_3 = \mathbf{k_{201}(a^2+b^2)c+k_{003}c^3};$$

$$\varphi_4 = \mathbf{k_{400}(a^4+b^4)+k_{310}(a^2-b^2)ab+k_{220}a^2b^2} + \mathbf{k_{202}(a^2-b^2)c^2+k_{004}c^4};$$

$$\varphi_5 = \mathbf{k_{401}(a^4+b^4)c+k_{311}(a^2-b^2)abc+k_{221}a^2b^2c} + \mathbf{k_{203}(a^2+b^2)c^3+k_{005}c^5}^{*} \text{ u. s. w.}$$

Für die *Gruppe* $A_z^4 A_x^2$ bleiben davon nur die fett gedruckten Glieder.

Die Formeln haben für φ_2 und φ_3 Rotationscharakter. Für die Gruppe A_z^4 ist die Rotationsfigur eine Curve der Gleichung:

$$\varrho = \underbrace{k_0 + k_2 \cos 2\vartheta}_{\text{aus } \varphi_2} + \underbrace{k_1 \cos\vartheta + k_3 \cos 3\vartheta}_{\text{aus } \varphi_3}$$

(im Falle $A_z^4 A_x^2$ verschwindet φ_3 überhaupt). Die genannte Curve hat ungefähr die Gestalt der nebenstehenden Fig. 1, in welcher die stark gezogenen Radienvectoren die Richtungen centrischen Verhaltens sind, wo φ_3 verschwindet.

Für die geographische Breite dieser Richtungen auf der H-Kugel ist:

$$\sin\bar{\omega} = \pm\sqrt{\frac{k_{201}}{k_{201}-k_{003}}}.$$

Ausserdem verschwindet φ_3 wie alle $\varphi_{n'}$ für den Äquator c = 0.

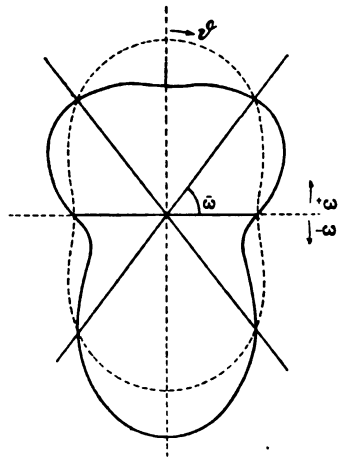


Fig. 1. Gruppe A_z^4: Meridianschnitt der Fläche $\varphi_2 + \varphi_3$.

* Der die ersten beiden Indices verbindende Bogen soll andeuten, dass in dieser Indexcombination eine andere mit berücksichtigt ist.

Digitized by Google

Gehen wir zur Näherung $n = 5$ über, so tritt jetzt auch in der Gruppe $A_z^4 A_x^2$ acentrisches Verhalten ein. Ausser auf dem Äquator verschwindet dasselbe in dieser Gruppe auf den vier Meridianen $\psi = 0^0, 45^0, 90^0, 135^0$ (wenn ψ wieder den Winkel zwischen a und $\sqrt{H^2 - c^2}$ bezeichnet).

In der Gruppe A_z^4 tritt an die Stelle dieser eine Curve der Form:

$$a_0 + a_4 \cos(4\psi) + b_4 \sin(4\psi) + k_{203} \operatorname{tg}^2\omega + k_{005} \operatorname{tg}^4\omega = 0,$$

welche sich in ganz ähnlicher Weise discutiren liesse wie die einfachere Gleichung zweiten Grades im Falle der A_z^2. Wir wollen aber hierauf nicht näher eingehen, zumal im Falle des rhomboëdrischen Systems (A_z^3) eine ausführliche Discussion derselben Art noch einmal zu geben sein wird.

Sowohl φ_4 als φ_5 besitzen in beiden Gruppen 4 S. E., im Falle $A_z^4 A_x^2$ sind diès die Meridiane $\psi_{(4)} = 0^0, 45^0, 90^0, 135^0$, bezw. $\psi_{(5)} = 22{,}5^0, 67{,}5^0 \ldots$, in dem allgemeineren Falle bleibt die Lage der beiden Systeme von S. E. gegeneinander unbestimmt. Eine anschauliche Vorstellung lässt sich auch in der höher symmetrischen Gruppe von der ganzen Function $\varphi_2 + \varphi_4 + \varphi_5$ nur mehr schwer gewinnen. Die Schnitte der Fläche $\varphi_2 + \varphi_4$ (gleichzeitig der „elastischen Oberfläche") mit den Coordinatenebenen sind Curven der Form:

$$\varrho_{(c)} = a_0 + a_4 \cos(4\vartheta) \text{ bezw. } \varrho_{(a)} \text{ oder}$$
$$\varrho_{(b)} = a_0 + a_2 \cos(2\vartheta) + a_4 \cos(4\vartheta) \text{ (Fig. 2a und b).}$$

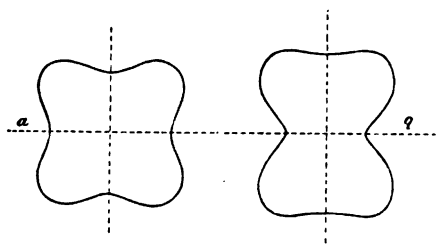


Fig. 2a. Fig. 2b.

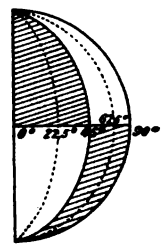


Fig. 3.

Hierüber superponirt sich φ_5 so, dass abwechselnd in Meridianabständen von je 45^0 die Fläche oberhalb des Äquators „eingedrückt", unterhalb „herausgestülpt" wird, wobei der Querschnitt A B (Äquator) selber seine Form behält und die Mittelmeridiane jeder Abtheilung (die Schnittlinien

Digitized by Google

mit den Symmetrieebenen $\psi_5 = 22{,}5^0 \ldots$) Höhen- und Tiefenlinien werden, wie das die Fig. 3 an einem Doppeloktanten der Kugel zeigt.

Um nun auch eine Vorstellung von dem allgemeineren Falle A_z^4 zu gewinnen, denke man sich die ganze Fläche nach unten sich verjüngend wie bei der Fig. 1 auf p. 395 und die Höhen- bezw. Tiefenlinien gegen die Hauptmeridiane 0^0, $45^0 \ldots$ gedreht. Gleichzeitig hören diese letzteren auf, Curven des Verschwindens der Acentricität zu sein. Wie die neuen Curven $\varphi_3 + \varphi_5 = 0$ liegen, lässt sich dann allerdings nicht mehr anschaulich auf der Fläche vorstellen.

Von besonderem Interesse sind nun für uns die beiden Systeme mit einer A_z^3 (A_z^6), das

3. Rhomboëdrische und hexagonale System.

Wir erhalten für den allgemeinsten Fall,

a) *die Gruppe* A_z^3:

$$\varphi_2 = k_{200}(a^2 + b^2) + k_{002}c^2;$$

$$\varphi_3 = k_{300}(a^3 - 3ab^2) + k_{030}(b^3 - 3a^2b) + k_{201}(a^2 + b^2)c + k_{003}c^3;$$

$$\varphi_4 = k_{400}(a^2 + b^2)^2 + [k_{301}(a^3 - 3ab^2) + k_{031}(b^3 - 3a^2b)]c + k_{202}(a^2 + b^2)c^2 + k_{004}c^4;$$

$$\varphi_5 = k_{500}[a^5 - 2a^3b^2 - 3ab^4] + k_{050}[b^5 - 2a^2b^3 - 3a^4b] + \ldots;$$

$$\varphi_6 = \tfrac{1}{2}s_{600}(a^2 + b^2)^3 + \tfrac{1}{2}d_{600}(a^2 - b^2)[(a^2b^2)^2 - 16a^2b^2] + k_{510}ab[a^4 - \tfrac{1}{3}^0 a^2b^2 + b^4] + \ldots;$$

$$\varphi_7 = k_{700}[a^7 - a^5b^2 - 5a^3b^4 - 3ab^6] + k_{070}[b^7 - a^2b^5 - 5a^4b^3 - 3a^6b] + \ldots;$$

$$\varphi_8 = \tfrac{1}{2}s_{800}(a^2 + b^2)^4 + \tfrac{1}{2}d_{800}(a^4 - b^4)[(a^2 + b^2)^2 - 16a^2b^2] + k_{710}ab[a^6 - \tfrac{7}{3}a^2b^2(a^2 + b^2) + b^6] + \ldots$$

Hierbei sind von φ_5 an nur die Glieder, welche in neuer Form hinzutreten, aufgeführt; zu ergänzen ist stets das ganze vorhergehende φ_{n-1}, in welchem in allen Gliedern der Index l um 1 erhöht und der Factor c hinzugefügt ist. Selbstredend haben die Functionen φ_n die Eigenschaft, dass sie sich in endliche Fourier'sche Reihen nach $\cos(3r\psi)$ und $\sin(3r\psi)$ zusammenziehen, wenn wieder $\cos\psi = \frac{a}{\sqrt{H^2 - c^2}}$ gesetzt

Digitized by Google

wird. Die Coëfficienten $a_r^{n(\nu)}$, $b_r^{n(\nu)}$ sind nach den Gleichungen (6) zu erhalten.

Abweichend von den früheren Fällen verschwindet hier das acentrische Verhalten in den Richtungen senkrecht zu der ausgezeichneten Axe, d. h. auf dem Äquator $c = 0$ der H-Kugel, nicht allgemein. Betrachten wir wieder zunächst φ_3 als maassgebend, so hat dies in der Ebene $c = 0$ drei Richtungen des Verschwindens, welche durch

$$k_{300} \cos(3\psi) - k_{030} \sin(3\psi) = 0, \text{ d. h. } \operatorname{tg}(3\psi) = \frac{k_{300}}{k_{030}}$$

gegeben sind. Da tg alle möglichen Werthe annehmen kann so sind diese drei Richtungen stets reell, und wir können daher das Coordinatensystem stets so gelegt denken, dass die B-Axe in eine solche Richtung fällt. Dann ist mit Bezug auf dies System $k_{030} = 0$ und

$$\varphi_3 = (\sqrt{H^2 - c^2})^3 \cdot k_{300} \cdot \cos(3\psi) + k_{201}(H^2 - c^2)c + k_{003} c^3.$$

Bei Einführung der früheren Bezeichnung $\left(\frac{c}{\sqrt{H^2 - c^2}} = \operatorname{tg}\omega\right)$ verschwindet also φ_3 des Weiteren für

$$-\cos(3\psi) = \frac{k_{201}}{k_{300}} \operatorname{tg}\omega + \frac{k_{003}}{k_{300}} \operatorname{tg}^3\omega \qquad (I)$$

Wir schliessen für das Folgende die Fälle $k_{300} = 0$ oder k_{201} und k_{003} gleichzeitig $= 0$ aus. Der erstere würde $\varphi_3 = k_{201}(H^2 - c^2)c + k_{003} c^3$ ergeben, diese Form ist bereits beim tetragonalen System discutirt. Über den letzteren ist unten bei der Gruppe $A_z^3 A_x^2$ zu sprechen.

Da $/\operatorname{tg}\omega/$ mit wachsendem $/\omega/$ beliebig gross wird, $/\cos(3\psi)/$ aber < 1 bleiben muss, so existirt jedenfalls eine obere Grenze für $/\omega/$, d. h. wir erhalten auf der H-Kugel zwei parallele Grenzkreise (Breitenkreise), oberhalb bezw. unterhalb deren nach den Polen hin φ_3 jedenfalls nicht verschwindet und auf denen $\cos(3\psi)$ gleich $+1$ oder -1 wird. Mithin liegen auf jedem dieser Kreise drei Richtungen des Verschwindens von φ_3, und zwar mit den geographischen Längen: 0^0, 120^0, 240^0 bezw. 60^0, 180^0, 300^0. Die Curve(n) des Verschwindens von φ_3 hat (haben) also in Bezug auf ω in diesen Punkten ihre Maxima und Minima.

Schreiben wir, dies vorausgeschickt, nun die Gleichung (I) in der Form

$$\operatorname{tg}^3\omega = p \cdot \operatorname{tg}\omega + q \quad \left(p = -\frac{k_{201}}{k_{003}},\ q = -\frac{k_{300}}{k_{003}} \cos(3\psi)\right),$$

Digitized by Google

so hat diese bekanntlich 3, 2 oder 1 reelle Wurzel(n), je nachdem, ob $4p^3 > = \text{ oder } < 27q^2$ ist.

Wir unterscheiden daher jetzt folgende drei Fälle:

1. **p ist negativ**, d. h. k_{201} und k_{003} haben gleiches Vorzeichen. Dann hat die Gleichung (I) für jeden Werth ψ nur eine reelle Wurzel tg ω; φ_3 *verschwindet auf einer* die Grenzkreise in den genannten Maximis und Minimis berührenden und zwischen ihnen bei $\psi = 30^0, 90^0, 150^0 \ldots$ den Äquator 6 Mal schneidenden *Curve.*

2. **p ist positiv und** $/4k_{201}^3/ > 27k_{300}^2 \cdot k_{003}$. Man erkennt leicht, dass unter dieser Voraussetzung, da $\cos^2(3\psi) \leqq 1$ ist, $4p^3 > 27q^2$ wird für jeden Werth ψ. Mithin *verschwindet* jetzt φ_3 *auf drei sich nicht schneidenden Curvenzügen* zwischen den beiden Grenzkreisen, welche in Cylinderprojection (vom Mittelpunkt der Kugel aus) die nebenstehende Fig. 4 zeigt.

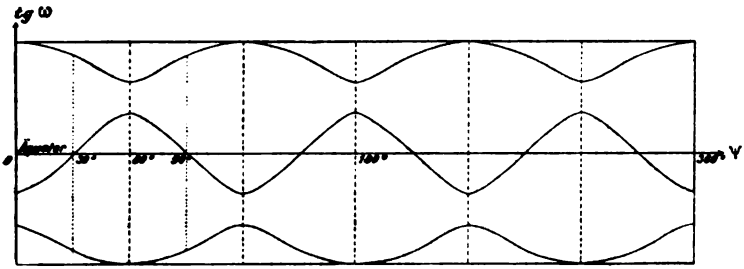


Fig. 4. Gruppe A_z^3: Curven des Verschwindens von φ_3 (2. Hauptfall).

Da φ_3 in jedem Falle symmetrisch zu den Meridianen $\psi = 0^0, 60^0, 120^0$ liegt, so haben die drei Curvenzüge hier ihre Maxima und Minima, und an den Stellen $30^0, 90^0 \ldots$ schneidet die mittlere von den dreien den Äquator, während die beiden anderen dort gleichweit von ihm entfernt sind.

3. **p ist positiv**, aber $/4k_{201}^3/ < /27k_{300}^2 k_{003}/$. In diesem Falle kann

$$\cos^2(3\psi) \lessgtr \frac{4}{27}\left(\frac{k_{201}}{k_{300}}\right)^2 \cdot \left(-\frac{k_{201}}{k_{003}}\right)$$

sein, da rechts ein positiver, echter Bruch steht. Mithin werden die Stellen, wo $\cos^2(3\psi)$ sein Minimum 0 erreicht ($\psi = 30^0, 90^0 \ldots$), umschlossen von *Intervallen*, in welchen es kleiner als die rechte Seite bleibt, mithin $4p^3 > 27q^2$ ist, d. h. *die Gleichung (I) drei reelle Wurzeln hat.* An den

Digitized by Google

Grenzen dieser Intervalle, wo $\cos^2(3\psi)$ gleich dem rechts stehenden Bruch ist, ist $4p^3 = 27q^2$, d. h. die Gleichung (I) hat für *tg ω eine Doppelwurzel*, und zwar ist diese für die rechte Grenze entgegengesetzt gleich der für die linke Grenze. Demnach hat der Curvenzug in diesem Falle die Gestalt der Fig. 5 (in Cylinderprojection wie oben), die beiden von 0 verschiedenen Wurzeln für $\psi = 30^0 \ldots$ sind wieder entgegengesetzt gleich.

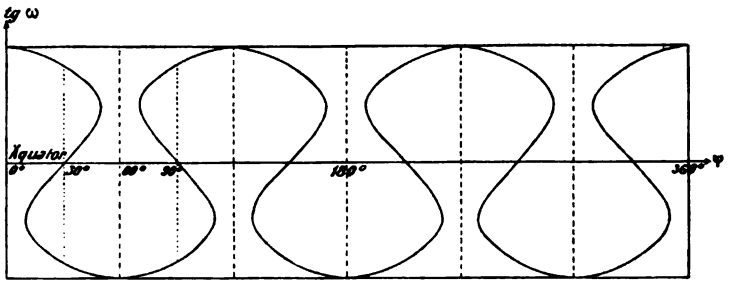


Fig. 5. Gruppe A_z^2: Curve des Verschwindens von φ_z (3. Hauptfall).

Wir haben noch die *Grenzfälle* zu untersuchen:

1. $p = 0$. Dann wird, falls nicht auch $q = 0$ ist, $4p^3 < 27q^2$, also existirt *überall nur eine reelle Wurzel;* nur *an den Stellen* $\psi = 30^0 \ldots$, wo auch $q = 0$ wird, haben wir die *dreifache Wurzel* $\operatorname{tg}^3\omega = 0$. Man sieht, wie dieser Grenzfall so zu sagen durch Streckung der Curve in Fig. 5 erhalten wird und den Übergang zum ersten Hauptfall bildet.

2. $p > 0$, aber $/4k_{201}{}^3/ = /27k_{300}{}^2 k_{003}/$. Dann giebt es *für alle ψ drei verschiedene reelle Wurzeln, ausser für* $\psi = 0^0, 60^0 \ldots$ (wo $\cos^2(3\psi) = 1$ wird). *Hier* ist $4p^3 = 27q^2$ und die Gleichung (I) hat daher eine *Doppelwurzel.* Auch dieser Fall ist an der Fig. 5 leicht zu übersehen, man denke sich nur die Schleifen in die Länge gezogen, so lange bis je zwei Bögen von links und rechts zusammenstossen, was an den Stellen $0^0, 60^0 \ldots$ eintreten muss. Offenbar ist dieser Curvenzug[1] dann der Übergang von Fig. 5 zu Fig. 4.

[1] Derselbe hat jetzt die Form

$$\operatorname{tg}\omega = 2\sqrt{\tfrac{p}{3}} \cdot \cos(k \cdot 120^0 + \psi),\ k = 0, 1, 2 \ldots$$

welche drei einfache cos-Curven mit einem Phasenunterschied von je 120° darstellt.

Digitized by Google

Man hat sich also, um die ganze $(\varphi_2 + \varphi_3)$-Fläche zu veranschaulichen, jetzt die Rotationsfläche φ_2 gemäss dem vorstehend Auseinandergesetzten so „eingedrückt" oder „herausgestülpt" zu denken, dass auf den beschriebenen Curven φ_2 seine Form behält. Ob sich freilich in der Natur ein solches namentlich im Fall dreier reeller Curven $\varphi_3 = 0$ gewiss äusserst merkwürdiges Verhalten beobachten lassen wird, steht einstweilen dahin. Im Falle des Titaneisens (das in diese Gruppe gehört) verdeckt die Hysteresis jede andere Influenzerscheinung (s. u.). Durch die Hinzufügung von $\varphi_4 + \varphi_5$ erleidet einerseits die Rotationsfläche der centrischen Glieder eine Veränderung ihres Meridianschnittes, andererseits gelingt es nicht mehr, für die acentrischen Glieder den Factor von $\sin(3\psi)$ allgemein zum Verschwinden zu bringen, da die betreffende Relation $\sqrt{H^2 - c^2}$ enthalten würde. Es verschwinden also die drei Symmetrieebenen des vorigen Falls, und das Ganze wird zu unübersichtlich, als dass man noch eine Vorstellung von der φ-Fläche gewinnen könnte, wenn auch höhere Vielfache als 3ψ immer noch nicht vorkommen. Von einer weiteren Discussion wollen wir daher hier absehen und uns der wichtigsten Gruppe dieser Abtheilung

b) *der Gruppe* $A_s^3 A_x^2$ zuwenden, der insbesondere der Turmalin angehört[1], welcher möglicherweise ein geeignetes Beobachtungsobject sein könnte.

Unter Hinzufügung der Bedingung $(k + l)''$ heissen die Formeln jetzt:

$$\varphi_2 = k_{\underline{2}00}(a^2 + b^2) + k_{002}\,c^2;\ \varphi_3 = k_{\underline{3}00}(a^3 - 3ab^2),$$
$$\varphi_4 = k_{\underline{4}00}(a^2 + b^2)^2 + k_{0\underline{3}1}(b^3 - 3a^2b)c + k_{2\underline{0}2}(a^2 + b^2)c^2 + k_{004}\,c^4,$$
$$\varphi_5 = k_{\underline{5}00}(a^5 - 2a^3b^2 - 3ab^4) + k_{\underline{3}02}(a^3 - 3ab^2)\,c^2$$

u. s. w.

Ersetzt man wieder a und b durch die geographische Länge ψ, so kommen in allen $\varphi_{n''}$ nur $\cos(r''\psi)$ und $\sin(r''\psi)$, in allen $\varphi_{n'}$ umgekehrt $\cos(r'\psi)$ und $\sin(r''\psi)$ vor, wobei r' und r'' Vielfache von 3 sind, welche den Grad n des be-

[1] Ausserdem auch Eisenglanz und die übrigen holoëdrischen Krystalle des rhomboëdrischen Systems.

Digitized by Google

treffenden φ_n nicht übersteigen. Die ungeraden Functionen enthalten sämmtlich den Factor $\cos(3\psi)$, wie das auch sein muss, da die $\varphi_{n'}$ für die auf den 3 A^2 senkrechten Richtungen, d. h. die Meridiane $\psi = 30^0, 90^0 \ldots$ verschwinden müssen. Im Besonderen also verschwindet $\Sigma\varphi_{n'}$ auch in der Richtung der A_z^3 selbst. Sehen wir wieder die ersten Ordnungen als die maassgebenden an, so ist demnach das Maximum acentrischen Verhaltens zu erwarten in den Richtungen $\sin(3\psi) = 0$ des Äquators, das sind die drei auf den Symmetrieebenen senkrechten Richtungen. Diese auf den ersten Anschein hin paradoxe Folgerung erklärt sich natürlich aus der axialen Natur der Vectoren H und μ. Man wäre sonst geneigt zu glauben, dass z. B. bei Turmalin das Maximum der Acentricität in magnetischer Hinsicht die Richtungen der A_z^3 darbieten würden, wie in der krystallographischen Form[1].

Zu bemerken ist noch, dass die hier gegebenen Formeln für $A_z^3 A_x^2$, nach a, b, c differencirt, sich von denen, die Wallerant (l. c.) für das rhomboëdrische System (Holoëdrie) aufstellt[2], unterscheiden ausser um die acentrischen Glieder auch um das Glied $k_{031}(b^3 - 3a^2 b)$ in γ^3. Woher diese Differenz stammt, weiss ich nicht zu erklären. Da Wallerant in seinen (mit den cos statt der Componenten geschriebenen) Formeln die anderen Differential-Quotienten jenes Gliedes aus φ_4 mitführt, so kann auch nicht die Holoëdrie $A_z^6 A_x^2$ gemeint sein, an die man zunächst denkt, da Wallerant die Formeln zur Interpretation der Weiss'schen Pyrrhotinbeobachtungen[4] verwenden will.

c) Für die *Gruppe* A_z^6 haben die Formeln bis zu φ_5 incl. Rotationscharakter, dann treten in $\varphi_{n''}$ und $\varphi_{n'}$ bis φ_{11} $\cos(6\psi)$ und $\sin(6\psi)$ auf. Das acentrische Verhalten verschwindet allgemein für $c = 0$, da A_z^6 zugleich A_z^2 ist (s. o.).

[1] Eine Versuchsreihe mit Platten $\perp A_z^3$, welche p. 420 aus einem anderen Grunde mitgetheilt werden soll und die ich, von diesem falschen Anschein irregeführt, unternahm, ist demnach für die Frage nach dem acentrischen Verhalten werthlos.

[2] $\alpha = \frac{\partial(\varphi_2 + \varphi_4)}{\partial a}$, etc.

[3] Genau genommen $k_{301}(a^3 - 3ab^2)$, da Wallerant nicht A_x^2, sondern A_y^2 führt.

[4] P. Weiss, l. c. s. p. 378.

Digitized by Google

Ferner verschwindet φ_3, wie im tetragonalen System, auf zwei Breitenkreisen, für die $\sin^2\bar{\omega} = \frac{k_{201}}{k_{201} - k_{003}}$ ist. Abweichend von jenem Falle aber bleiben auch mit φ_5 zwei solche Kreise der Ort für centrisches Verhalten, nur wird ihre Breite $\bar{\omega}$ von H^2 abhängig. Die complicirten Curven 6. Grades (in tg ω), auf denen φ_7 verschwindet, wollen wir hier nicht näher betrachten.

d) Für die *Gruppe* $A_z^6 A_x^2$ verschwinden φ_3 und φ_5 gänzlich, es bleibt für das acentrische Verhalten

$$\varphi_7 = k_{511}\, a\, b\, c \{a^4 - \tfrac{10}{3} a^2 b^2 + b^4\} \text{ oder}$$
$$\varphi_7 = k_{511}\, c\, .\, (H^2 - c^2)^3 \sin(6\psi),$$

woraus die Symmetrieeigenschaften sofort abzulesen sind.

Im Ganzen lässt sich also sagen, dass das acentrische Verhalten in den drei Gruppen $A_z^4 A_x^2$, $A_z^6 A_x^2$, $A_x^4 A_y^4 A_z^4$ beginnt mit bezw. φ_5, φ_7, φ_9; in allen übrigen schon mit φ_3. Hiernach wird man also sich bei Beobachtungen einzurichten haben. Die Auffindung eines acentrischen Verhaltens würde von grossem Interesse sein[1], da sie einen directen experimentellen Beweis für die axiale Natur des Vectors H erbringen würde, welche bislang nur vermöge der MAXWELL'schen Gleichungen aus der polaren Natur des elektrischen Vectors erschlossen wurde.

Wir haben daher hier diese acentrischen Glieder besonders hervorgehoben; von den centrischen Flächen $\Sigma \varphi_{n''}$ kann man sich leicht durch die Hauptschnitte eine Anschauung verschaffen.

Über die Holoëdrie des regulären Systems sei noch ergänzend hinzugefügt, dass die Fläche $\varphi_2 + \varphi_4$ in den zu den A^3 senkrechten Ebenen (parallel {111}) 4 Kreisschnitte besitzt, welche durch φ_6 in Curven der Form $\rho = a_0 + a_6 \cos(6\vartheta)$ übergehen. WEISS hat bei Magnetit diese Sechszähligkeit vergebens gesucht (die analogen Versuche bei Krystallscheiben im rhomboëdrischen System $\perp A_z^3$ sind gleichfalls bisher alle resultatlos verlaufen). Dass sie aber bei Magnetit thatsächlich vorhanden ist, geht aus einer unten mitzutheilenden Versuchsreihe hervor. Die rhomboëdrischen und hexagonalen Krystalle hingegen fallen, soweit sie bisher untersucht sind, überhaupt aus dem Rahmen dieser Theorie heraus, da sie (Eisenglanz, Titaneisen, Magnetkies[2]) allerlei merkwürdige Singularitäten aufweisen (s. u.).

[1] Vergl. SANO, l. c.

[2] Letzterer erweist sich sogar nach WEISS als in gewisser Hinsicht von rhombischer Symmetrie (l. c.).

Digitized by Google

§ 5. Anwendung der Formeln auf Beobachtungen.

Die entwickelten Formeln würden ohne Weiteres in Anwendung zu bringen sein, wenn man für a, b, c die „äusseren" Feldcomponenten substituiren könnte. Dies ist aber nur dann erlaubt, wenn man bei hinreichend geringen Susceptibilitäten von der Selbstinfluenz der zu untersuchenden Präparate absehen kann. Im allgemeinen Falle wird man, um diese zu berücksichtigen, solche Formen der Substanzen wählen, für welche eine strenge Theorie der Selbstinfluenz durchführbar ist, also allgemein Ellipsoide, in besonderen Kugeln, Kreisscheiben, Stäbchen. Setzt man nun voraus, dass das Hauptaxensystem der ersten (Thomson'schen) Näherung mit dem Axensystem des Präparates zusammenfällt[1], dass also die Kugeln bezw. Scheiben oder Cylinder um eine der Hauptaxen gedreht werden, so findet man[2], dass in erster Näherung a, b, c durch $a_0 M_0$, $b_0 N_0$, $c_0 P_0$ zu ersetzen sind, wo $M_0 = \frac{1}{1 + 2k_{200} M}$ etc. ist, und M N P Functionen der Axenlängen sind. (Im Falle, dass die beiden Axensysteme nicht zusammenfallen, würde allgemeiner $a = a_0 M_1 + b_0 M_2 + c_0 M_3$ u. s. w.)

Die Componente des erzeugten Momentes nach der Drehungsaxe wird nicht allgemein verschwinden, doch wollen wir hier, da sie schwierig zu beobachten wäre, nicht näher darauf eingehen. Leicht und mit verhältnissmässig grosser Genauigkeit sind dagegen nach der Weiss'schen Methode zu beobachten die Componenten in der Richtung einer äquatorial auf die Scheibe (Kugel) wirkenden Feldstärke und in der gleichfalls in der Äquatorebene liegenden, dazu senkrechten Richtung.

Bezeichnen wir diese *longitudinale* und *transversale Componente* mit l und t, so wird, wenn wir die Hauptaxe C zur Scheibenaxe wählen:

$$\begin{aligned} l &= \alpha \cdot \frac{a_0}{H_0} + \beta \cdot \frac{b_0}{H_0} \\ t &= -\alpha \cdot \frac{b_0}{H_0} + \beta \cdot \frac{a_0}{H_0} \end{aligned} \qquad (7)$$

[1] Dies lässt sich — ausser im triklinen System — stets erreichen.
[2] Voigt, l. c.

Digitized by Google

worin a_0/H_0, b_0/H_0 die entsprechenden Richtungscosinus sind. Da unter den angenommenen Verhältnissen $c_0 = 0$ ist, so können wir in α und β $\left(\frac{\partial \varphi}{\partial a}$ und $\frac{\partial \varphi}{\partial b}\right)$ alle Glieder mit c unberücksichtigt lassen. Setzt man demgemäss die Werthe für α und β ein und verwandelt a_0 in $H_0 \cos\vartheta$, b_0 in $H_0 \sin\vartheta$, so wird:

$$\left.\begin{aligned} l &= \sum_{hk} L_{hk} \cos^h\vartheta \sin^k\vartheta, \\ t &= \sum_{hk} T_{hk} \cos^h\vartheta \sin^k\vartheta, \end{aligned}\right\} \quad (7')$$

worin

$$\left.\begin{aligned} L_{hk} &= H_0^{\nu-1} \cdot k_{h,k,0} \{h \cdot M_0^{h-1} N_0^k + k \cdot M_0^h N_0^{k-1}\} \\ T_{hk} &= H_0^{\nu-1} \{-(h+1)\, k_{h+1,\,k-1,\,0}\, M_0^h N_0^{k-1} \\ &\quad + (k+1)\, k_{h-1,\,k+1,\,0}\, M_0^{h-1} N_0^k\} \end{aligned}\right\} \quad (8)$$

Die gewonnenen Ausdrücke lassen sich wieder in der Form Fourier'scher Reihen schreiben. Denken wir zunächst alle (h, k), für die $h + k = \nu$ ist, zusammenfasst, und l sowohl wie t nach solchen Gruppen von Gliedern mit gleichem ν geordnet, so erhalten bei der Umformung $\cos(r\vartheta)$ und $\sin(r\vartheta)$ aus einer solchen Gruppe die Factoren $a_r^{(\nu)}$, $b_r^{(\nu)}$ (für l) bezw. $a_r^{(\nu)\prime}$, $b_r^{(\nu)\prime}$ (für t), wenn wir mit $a_r^{(\nu)}$, $b_r^{(\nu)}$ die Ausdrücke (6) (p. 387), gebildet für L_{hk}, und mit $a_r^{(\nu)\prime}$, $b_r^{(\nu)\prime}$ dieselben Ausdrücke, gebildet für T_{hk}, bezeichnen.

Schreiben wir also:

$$\left.\begin{aligned} l &= A_0 + A_1\cos\vartheta + A_2\cos(2\vartheta) + A_3\cos(3\vartheta) + \ldots \\ &\quad + B_1\sin\vartheta + B_2\sin(2\vartheta) + B_3\sin(3\vartheta) + \ldots \\ t &= A_0' + A_1'\cos\vartheta + A_2'\cos(2\vartheta) + \ldots \\ &\quad + B_1'\sin\vartheta + B_2'\sin(2\vartheta) + \ldots \end{aligned}\right\} \quad (7'')$$

so ist:

$$\begin{aligned} A_0 &= a_0^{(0)} + a_0^{(2)} + a_0^{(4)} + \ldots \\ A_1 &= a_1^{(1)} + a_1^{(3)} + a_1^{(5)} + \ldots \\ A_2 &= a_2^{(2)} + a_2^{(4)} + \ldots \end{aligned}$$

u. s. w.

Berücksichtigt man, dass gemäss (6):

a_0, a_2, ... Functionen von $L_{h''k''}$, also von $k_{h''k''0}$

u. s. w.

sind, dagegen:

a_0', a_2', ... Functionen von $T_{h''k''}$, also von $k_{h'k'0}$

u. s. w.,

Digitized by Google

so ergiebt sich, dass:

$$\left.\begin{array}{llll} A_0\ A_2\ A_4 \ldots B_2'B_4' \ldots & \text{lin. Functionen von} & k_{h''k''0} \\ A_0'A_2'A_4' \ldots B_2\ B_4 \ldots & \text{„ „ „} & k_{h'k'0} \\ A_1\ A_3\ A_5 \ldots B_1'B_3' \ldots & \text{„ „ „} & k_{h'k''0} \\ A_1'A_3'A_5' \ldots B_1\ B_3 \ldots & \text{„ „ „} & k_{h''k'0} \end{array}\right\} \text{sind.}$$

Aus den früher entwickelten Eigenschaften der Gleichungen (6) und der Form (8) von L_{hk} und T_{hk} beweist sich nun leicht, dass immer für $M_0 = N_0$, sonst nur für $r = \nu$:

$$\begin{aligned} b_r^{(\nu)\prime} &= -\frac{r}{\nu}\ a_r^{(\nu)} \\ a_r^{(\nu)\prime} &= +\frac{r}{\nu}\ b_r^{(\nu)} \end{aligned} \tag{9}$$

ist, so dass also in diesem Falle die Coëfficienten $A_0 \ldots B_1 \ldots A_0'A_1'B_1' \ldots$ von einander nicht unabhängig bleiben.

Nun ist in der That der Fall $M_0 = N_0$ ziemlich häufig, ja sogar die Regel, da er eintritt:

1. Bei Kreisscheiben und Kugeln aus regulären Krystallen,
2. bei solchen, deren Axe eine A_z^3, A_z^4 oder A_z^6 ist,
3. bei allen Präparaten kreisförmigen Querschnitts, von deren Selbstinfluenz abgesehen werden darf ($M_0 = N_0 = 1$).

Hierzu ist nun zu bemerken, dass bei den von Weiss aus dem am stärksten magnetischen Krystall — Magnetit — hergestellten Präparaten M_0 ungefähr $= 0{,}9$ war. Berücksichtigt man, dass die Susceptibilität des nächstfolgenden Krystalles (Magnetkies) schon fast 10mal kleiner ist, die aller anderen noch viel geringer, so wird man praktisch überhaupt fast immer von der Selbstinfluenz absehen dürfen. — Hierdurch vereinfachen sich die Formeln sowohl wie die Berechnung der Constanten aus den Beobachtungen sehr erheblich.

Über die Anzahl der zur Berechung aller Constanten k bis zu einer vorgegebenen Näherung n nothwendigen und hinreichenden Beobachtungsreihen lässt sich allgemein nicht viel sagen. So viel ist ohne weiteres einzusehen, dass die Formeln (7″) weniger Constanten A, B enthalten, als k_{hk0} in ihnen stecken. Man wird also einerseits, um die $a_r^{(\nu)}$, $b_r^{(\nu)}$ einzeln zu erhalten, bei wechselnder Feldstärke beobachten, andererseits die Beobachtungen an mehreren Präparaten verschiedener Orientirung combiniren müssen und dazu unter Umständen noch, um auch

Digitized by Google

die Constanten k_{hkl}, deren Indices alle drei $\neq 0$ sind, zu ermitteln, Drehungsaxen wählen müssen, die nicht mit einer der magnetischen Hauptaxen zusammenfallen[1]. In besonderen Fällen indessen, so im tetragonalen, regulären und besonders im rhomboëdrisch-hexagonalen System können für gewisse Näherungen zwei oder drei Beobachtungsreihen mit einer einzigen Feldstärke ausreichen. Man wird zweckmässig von Fall zu Fall entscheiden; unter Umständen können ja, wenn eine grössere (etwa centrische) Symmetrie, als die Theorie verlangt, eintritt, von vornherein ohne weiteres eine ganze Anzahl von k_{hkl} wegfallen[2].

Insbesondere zeigt eine nähere Untersuchung, dass die Beobachtungen von Weiss an zwei Magnetitscheiben parallel (100) und (110) ausreichen würden, um sämmtliche Constante bis zu $n = 8$ bis auf eine zu berechnen, d. h. also alle durch eine auszudrücken, wenn, was aber leider nicht der Fall ist, diese Näherung zur Darstellung der Beobachtung ausreichte, und die beiden Versuchsreihen überhaupt miteinander vergleichbar wären. Wir werden auf das Verhalten des Magnetits im experimentellen Theil noch zurückkommen.

II. Experimentelle Untersuchungen.

§ 6. Beschreibung der Apparate und Discussion der Methode.

Zur Erzeugung des magnetischen Feldes diente ein nach Angaben von Herrn Prof. Voigt construirter *Elektromagnet*, der bislang noch nicht beschrieben worden ist (Fig. 6). Zwei

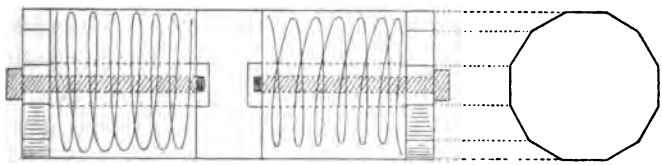


Fig. 6. Gepanzerter Elektromagnet (nach W. Voigt).

Hohlcylinder aus weichem Eisen tragen an je einem Ende eine dicke eiserne Platte von 12eckigem Querschnitt, dahinter

[1] Die Aufstellung der entsprechenden Formeln geschieht dann mit Hilfe der früheren Gleichungen (5), da diese die Transformation der Function φ auf ein neues Coordinatensystem enthalten.

[2] So z. B., wenn sich centrisches Verhalten ergiebt, alle $k_{(h+k+l)'}$; wenn AB sich als Symmetrieebene erweist: $k_{h,k,l'}$ u. s. f.

Digitized by Google

die Inductionswindungen. In die Höhlungen der Cylinder können Rohre oder massive Eisenstangen eingeführt werden, die entweder dieselben einfach ausfüllen oder auf einem herausragenden Gewinde Polschuhe verschiedener Form und Dicke tragen. Die beiden so gebildeten Halbkörper des Elektromagneten werden durch die Panzerung zusammengehalten. Diese besteht aus 12 eisernen Platten, welche rund umher laufend den Cylindermantel bilden. Die verschiedenen Möglichkeiten der Panzerung, der Polschuhe, der Ausfüllung der Eisenkerne machen diesen Elektromagneten für sehr mannigfache Zwecke brauchbar. Eine eingehendere Ausmessung der Felder in den verschiedenen Fällen ist seiner Zeit von Herrn Prof. Efimoff ausgeführt worden. Es mag hier genügen, zu bemerken, dass die höchste mit Spitzpolen im Abstande von 6 mm und auf einen Querschnitt von ca. 1,5 cm Durchmesser erreichte Feldstärke bei 30 Ampère etwa 26000 C. G. S. beträgt. Bei meinen Versuchen sind Felder von 40 bis etwa 12000 C. G. S. in Anwendung gekommen. Je nach der Höhe der zu erreichenden Feldstärke dauerte es längere oder kürzere Zeit, bis das Feld merklich constant wurde. Bei hohen Feldern war mittelst des Galvanometers noch 3 Minuten nach Stromschluss ein Wachsen des Feldes zu constatiren.

Die Messungen wurden sämmtlich mit Hilfe eines *hochempfindlichen, ballistischen Galvanometers*, eines *Kugelpanzergalvanometers* nach Du Bois-Rubens (Fabrik: Siemens & Halske[1]) ausgeführt. Die heftigen Erschütterungen, welchen das alte physikalische Institut in Göttingen unaufhörlich ausgesetzt war, machten die Anwendung einer Julius'schen *Aufhängung* nothwendig. Die Länge der drei Aufhängungsdrähte betrug 2,60 m, der Abstand je ca. 25 cm.

Die Platte, auf der das Galvanometer stand, schwebte dicht über einem an der Wand befestigten Brett und konnte so durch einige Keile arretirt und in ihren Schwingungen durch einige ganz lose Bäuschchen Watte gedämpft werden. Dieses Brett trug ferner eine Pappumhüllung für das Ganze zum Schutz gegen Luftströmungen, die nach Bedarf aufgeklappt

[1] Zeitschr. f. Instr.-K. 1900. Heft 3 p. 65.

Digitized by Google

werden konnten und an geeigneter Stelle mit einem Fenster versehen war, ausserdem ein Paar in einen Paraffinklotz gehöhlte, geräumige Quecksilbernäpfe. In diese tauchten die an der Aufhängungsplatte isolirt befestigten, sorgfältig amalgamirten Enden der vom Galvanometer kommenden Drähte, sie boten Spielraum für nicht zu grosse Schwingungen. Diese Art der Zuleitung musste gewählt werden, da sonst schon die Zuleitungsdrähte Erschütterungen an das Galvanometer übertrugen. Das Austordiren des Magnetgehänges musste sehr genau geschehen und Mangels eines anderen ruhigen Platzes auf der Aufhängung ausgeführt werden. Um die Probe zu machen, musste dann ziemlich hoch astasirt und zu diesem Zweck die Panzer aufgesetzt werden, die dann bei eventuell nöthiger Correctur wieder herunter genommen werden mussten, um den Torsionskopf freizulegen. Auf diese Weise ging viel Zeit und Mühe verloren; es würde eine entschiedene Verbesserung der Construction sein, wenn der Torsionskopf nach oben und aussen verlegt oder verlängert würde. Die Panzer selbst waren stets ziemlich erheblich eigenpolar[1], und es dauerte daher lange, bis das Galvanometer zu „kriechen" aufhörte. Die Astasirung wurde bis zu 7—8″ Schwingungsdauer getrieben und ging stets im Lauf der Zeit zurück. Höher hinaufzugehen war nicht möglich. Um die Nulllage bequem corrigiren zu können, welche durch Thermoeffecte (s. u.) langsamen, aber continuirlichen Veränderungen ausgesetzt war, wurde unterhalb des Wandbrettes ein Stabmagnet drehbar befestigt, der durch Schnüre vom Beobachtungsplatze aus verstellt werden konnte.

Die *Leitung* ging von den Quecksilbernäpfen auf dem Wandbrett aus an der Wand entlang und musste auf das Sorgfältigste isolirt werden. Am Beobachtungsplatze mündete sie in die beiden mittleren Näpfe eines zugleich als Unterbrecher functionirenden Quecksilbercommutators. Mittelst dieses und eines zweiten ähnlichen, die sich beide zur Vermeidung von raschen Thermoeffecten in Pappschachteln befanden und mittelst Bindfäden regulirt wurden, konnten in den Galvanometerkreis (Secundärkreis) eingeschaltet werden:

[1] Dieser Fehler ist später verbessert worden.

Digitized by Google

1. *Inductionsspulen* verschiedener Dimensionen.

2. Ein *Etalon F* zur (relativen) Messung der Feldstärken. Dieser bestand aus einer kleinen Drahtöse von ca. 18 mm² Flächeninhalt, welche auf einem schmalen Hartgummistreifen fest aufgekittet war und mit diesem aus dem Felde zwischen den Polen rasch herausgezogen werden konnte.

3. Ein *Etalon E* zur Vergleichung der Empfindlichkeiten der Anordnung bei den verschiedenen Messungsreihen und Reduction aller Messungen auf ein gemeinsames Maass. Er bestand aus ein paar Drahtwindungen, die fest auf eine Primärspule aufgewickelt waren, durch welche der Strom eines Trockenelementes plötzlich geschlossen werden konnte.

Sämmtliche Theile konnten sowohl einzeln als hintereinander in den Secundärkreis eingeschaltet werden. Für gewöhnlich waren Spulen, F und E hintereinander eingeschaltet. Dadurch fallen für die Vergleichung der verschiedenen Zahlenreihen alle variablen Grössen (Astasirung des Galvanometers, Widerstand der Secundärleitung bei verschiedenen Spulen u. s. w.) vollständig heraus, man brauchte nur eine Controlbestimmung mit E zu machen, um das neue Maass der „Empfindlichkeit" zu erhalten. Es empfahl sich, auch innerhalb der einzelnen Versuchsreihe ab und zu eine Messung E zu machen wegen der veränderlichen Astasirung des Galvanometers. In den Tabellen ist im Allgemeinen Alles auf die *Normalempfindlichkeit* $E = 250\,mm$ reducirt, d. h. auf diejenige, bei der der Stromschluss des Trockenelements den Ausschlag 250 mm hervorrief. Die Spannung des Elements erwies sich für die Dauer der Versuche als constant.

Die Messung von H mittelst F ist natürlich ziemlich roh, genügt aber für die hier in Betracht kommenden Zwecke. Die Abweichungen vom Mittel betrugen bei wiederholten Messungen nie mehr als 2—3 %, eine Genauigkeit, die um so mehr ausreicht, als sicher immer der grösste Werth der beste ist, und ferner die Homogenität des Feldes kaum besser als innerhalb dieser Fehlergrenze garantirt ist.

Um auch eine Reduction auf absolutes Maass zu erhalten, habe ich zum Schluss ein Feld mittlerer Stärke mit der LENARD'schen Spirale genau ausgemessen; es ergab sich bei einem Strom von 10 Amp. als Mittel:

Digitized by Google

$$E = 41 \quad F_{41} = 134, \text{ d. h. } F_{250} = \frac{134 \cdot 250}{41} = 817 \text{ mm}$$

$$H = \text{ca. } 3700 \text{ C. G. S.}$$

Somit $F_{250} = 100$ mm ungefähr für $H = 447$ C. G. S. Rechnet man 18 mm² als Flächeninhalt der Öse, so entspricht hiernach bei $E = 250$ der Ausschlag $\pm$ 10 mm dem Verschwinden bezw. Entstehen von etwa 9—10 Kraftlinien ($= \int H_n \, do$) im Secundärkreis. Da bei der Astasirung von ca. 7″—8″ der Widerstand des Secundärkreises für $E = 250$ etwa 20 Ω betrug, so repräsentirte demnach der Ausschlag 1 mm etwa $4 - 5 \cdot 10^{-10}$ Coulombs.

Der Vollständigkeit halber habe ich auch eine Messung der Stromempfindlichkeit ausgeführt und erhalten: Schwingungsdauer 7″, Scalenabstand (wie auch oben) 272 cm, Strom $\frac{1}{4} 10^{-10}$ Amp., dauernder Ausschlag 400 mm. Also reducirt auf 10″ und 1 m Scalenabstand:

$$1 \text{ mm} = 2{,}72 \cdot 10^{-10} \text{ Amp.}$$

Von der ballistischeu Empfindlichkeit macht man sich am besten dadurch eine Vorstellung, dass man berücksichtigt, dass 9 Kraftlinien ungefähr der Kraftfluss der erdmagnetischen Horizontalintensität auf eine Fläche von 5 cm² ist. Der Ausschlag 10 mm würde also in unserem Falle eingetreten sein, wenn man eine Öse im Secundärkreis von etwa 2,5 cm Durchmesser gegen den Meridian umkehrt.

Um für die F-Messung bei hohen Feldern die Empfindlichkeit reduciren zu können, war vor das Galvanometer noch ein *Rheostat* (0,1—10^4 Ω) geschaltet, der zur Einschränkung von Thermoeffecten in Watte eingepackt war. Desgleichen hatte die *Primärleitung* einen *Vorschaltwiderstand*, bestehend aus 23 Windungen Nickelinband, an welches an jeder Ecke ein Quecksilbernapf angelöthet war, so dass beliebige Abschnitte davon in den Primärkreis geschaltet werden konnten. Als *Stromquellen* dienten Accumulatorenbatterien von 16, 30, 60 (70) Volt Spannung. Der Primärstromkreis enthielt ausserdem ein *Ampèremeter* und einen *Metallcommutator*. Letzterer ist unentbehrlich, da man für gewisse Versuche die Feldstärke umkehren muss und aus hygienischen Gründen den starken Strom nicht fortdauernd an Quecksilbercontacten unterbrechen darf; er hat aber den grossen Übelstand, dass die Contacte an ihm bei der geringsten Erschütterung ihren Widerstand ändern. Wir kommen darauf unten zurück.

Die *Befestigung der* in verschiedenen Grössen und Formen benützten *Präparate und Spulen* geschah in folgender Weise:

Digitized by Google

In den Fällen, wo es auf eine möglichst hoch gesteigerte Empfindlichkeit ankam, wurden die Inductionswindungen direct auf die Kegelmäntel der zu benützenden Spitzpole gewickelt, die vorher mit einer Schellackschicht durch Erhitzen gleichmässig bedeckt waren. Wie bei allen Spulen wurden die Windungen zusammengehalten durch Tränken mit einer möglichst dicken, nur in der Hitze eben flüssigen Schellack-Alkohollösung und nachfolgendes Austrocknen mit Hilfe eines passenden Stromes. In dem genannten Falle wurde dann eine genaue Prüfung der Isolation der Windungen gegen den Polschuh vorgenommen, bevor sie benutzt wurden.

In anderen Fällen wurden Präparate und Spulen an einem und demselben Rotationsapparat befestigt, welcher folgende Gestalt besass:

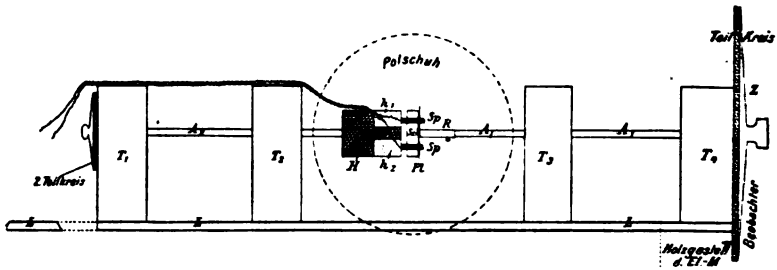


Fig. 7. Rotationsapparat für Krystallscheiben und Inductionsspulen.

Auf einer ca. 28 cm langen, möglichst starren Leiste L von trapezförmigem Querschnitt, die in einer entsprechenden Schlittenvorrichtung am Holzgestell des Elektromagneten verschiebbar war, waren zunächst 4 Hartgummiträger T so eingeschraubt, dass sie zwei möglichst genau centrirte Axen aus Messing enthielten. Von diesen trug die eine A_2 (von dem Beobachter entferntere) an dem nach innen (dem Beobachter zugewendeten) Ende einen cylindrischen Hartgummikörper H, auf dessen Mantelfläche mittelst Wachs oder Kitt andere passende Hartgummikörper h_1, h_2 aufgesetzt werden konnten, an welchen die Spulen befestigt waren. Letztere konnten so von der Seite her an der Axe befestigt und dabei zugleich über das scheibenförmige Präparat *Sch* geschoben werden, welches bereits auf der anderen Axe A_1 centrirt war. Zu diesem Zwecke hatte dieselbe an dem inneren

Digitized by Google

Ende ein kleines Aufsatzröhrchen R, welches am Ende eine dünne Messingplatte trug, auf der die Präparate festgekittet wurden. Das Röhrchen wurde mittelst einer Schraube auf der Axe befestigt. Auf diese Weise war bei grosser Stabilität des Ganzen doch das Präparat ein wenig in axialer Richtung gegen die Spulen beweglich, und konnten beide leicht ausgewechselt werden. Die Drehung der Scheibe wurde auf einem Theilkreis abgelesen, der am vorderen Ende der Leiste sich befand. Er war in 5° getheilt durch kleine Löcher, in welche Messingstiftchen gesteckt wurden, und deren Abstand so gross war, dass der an der vorderen Axe befindliche Zeiger Z gerade zwischen zwei der Stiftchen fest einpasste. Für kleinere Intervalle als 5° konnten nöthigenfalls Messinganschläge auf den Rand des Theilkreises aufgeschraubt werden. Zur Einführung der Präparate und Spulen zwischen die (in diesen Fällen breiteren) Polschuhe wurde der fertig montirte Apparat in die Schlittenvorrichtung geschoben und so fest als möglich mit Kork etc. zwischen die beiden Halbkörper des Elektromagnets eingeklemmt. Vor Beginn jeder neuen Versuchsreihe wurde geprüft, ob nicht das blosse Anfassen und Drehen (ohne Präparat) schon Inductionen in den Spulen veranlasste. Die freien Drahtenden der letzteren wurden sofort hinter denselben umeinander gewickelt und isolirt zum Commutator geführt. Dass der Apparat selber magnetisch nicht wirksam war, wurde vorher mit Sicherheit festgestellt.

Die beschriebene Vorrichtung hat sich bei den Versuchen mit Ilmenit und Eisenglanz vollständig bewährt. Für andere Versuche, wo die Spulen auf die Pole gewickelt waren, diente sie zum Tragen des (hier kugelförmigen) Präparates. Zu dem Zwecke war das die Scheiben tragende Plättchen durch eine kleine, gleichfalls an ein Röhrchen angelöthete Pfanne ersetzt. Da die beiden inneren Hartgummiträger noch ziemlich weit von der Mitte abstanden, so blieb hinreichend Platz, um die vordere Axe mitsammt der Krystallkugel zwischen den Polen und den Inductionswindungen herauszuziehen, so dass man die Gesammtmagnetisirung der Kugel in demselben Maass, wie die Veränderung derselben mit der Drehung erhielt (vorausgesetzt, was der Versuch bestätigt, dass die Kraftlinien des Präparates sich im Wesentlichen durch das Eisen der Pole

Digitized by Google

schliessen oder doch bei verschiedener Magnetisirung die procentualen Verluste annähernd gleich sind).

Was nun die Brauchbarkeit dieser Methode anlangt, so ist die Anzahl der

Störungs- und Fehlerquellen

eine ziemlich erhebliche. Da Messungen dieser Art bislang nur von Weiss mit bedeutend weniger empfindlichen Apparaten ausgeführt sind, so habe ich besonderen Werth auf das Studium der Methode als solcher gelegt und mich möglichst genau mit allen Schwächen derselben bekannt zu machen versucht.

Erste Störungsquelle ist *das Galvanometer selbst.* Die Veränderlichkeit der Astasirung wird durch entsprechend langes Warten und zeitweilige Correctur, die damit verbundene Empfindlichkeitsänderung durch die Etalonnirung mittelst E compensirt. Die Torsion des ein wenig kurzen Aufhängefadens zu verschwindend kleinen Beträgen herabzudrücken, gelang nicht. Es musste daher an allen Ausschlägen nach der einen Seite hin eine kleine Correctur angebracht werden. — Eine Correctur wegen des tg-Fehlers erwies sich dagegen als unnöthig.

Zweite Störungsquelle ist die *Secundärleitung für sich.* Einmal muss diese sozusagen absolut isolirt sein, sowohl von den Mauern, wie den Tischen, den Polschuhen u. s. w., andernfalls genügt ein leichtes Berühren trotz der Seidenumspinnung, um unaufhörliche Schwankungen hervorzurufen, unter Umständen bis über die halbe Scala hin. — Sodann verursachen die Contacte erhebliche Thermoeffecte, und zwar die Klemmcontacte weit grössere als die Quecksilbercontacte — aus einem leicht ersichtlichen Grunde. Diese Störung ist unvermeidlich (wenn man sich nicht die Mühe machen will, wie es beispielsweise bei thermoelektrischen Messungen im Spectrum nothwendig ist, den ganzen Apparat „adiabatisch" zu machen), und unangenehm dadurch, dass sie die Nulllage continuirlich verschiebt, so dass man häufig innerhalb einiger Stunden um eine volle Scalenlänge corrigiren muss. Für ballistische Messungen bringt sie indessen keine wesentlichen Fehler mit sich, da man die Thermoeffecte durch

Digitized by Google

Einpacken der Contactstellen in Watte und Pappe hinreichend verlangsamen kann. — Schliesslich ist der Secundärkreis auch ohne primären Stromschluss allerlei unbeabsichtigten, fremden Inductionen ausgesetzt, so, wenn in der Nähe elektromagnetische Apparate (Funkeninductorien, Dynamomaschinen) arbeiten, grössere Eisenmassen vorbeifahren, elektrisches Licht an- oder ausgedreht wird u. s. w., oder wenn durch mechanische Erschütterungen die Drähte gegen das stets vorhandene magnetische Feld (Erde, Primärstromleitung, Lichtleitung etc.) elastische Schwankungen vollführen[1]. Die Erschütterungen sind es auch, welche die Hauptrolle spielen bei der

dritten Störungsquelle: der *Anordnung von Secundär- und Primärleitung.* Berücksichtigt man, dass in gewissen Fällen der ganze enorme magnetische Kraftfluss des Elektromagneten von der Secundärleitung umschlossen wird und dass stets jedenfalls ein Theil der letzteren in einem starken magnetischen Felde liegt, dass andererseits die hochempfindlichen Galvanometer zu den physikalischen Instrumenten mit den niedrigsten „Reizschwellen" gehören, so sieht man a priori ein, dass, eine hinreichende Stabilität beider Leitungen gegeneinander herzustellen, eine nahe an das Unmögliche grenzende Aufgabe ist. Durch eine leichte Rechnung kann man sich überzeugen, dass unter Umständen die Verschiebung eines Theils der Spulen gegen das Feld um Bruchtheile ultravioletter Wellenlängen das Galvanometer über die ganze Scala treibt. Ich habe zwecks gewisser Vorversuche und einiger anderer Versuche mehrfach Anordnungen benutzt, bei denen trotz anscheinend absoluter Befestigung durch Einklemmen ein leichtes Blasen gegen den Holzrahmen der Spule[2] genügte, um Ausschläge von vielen Centimetern zu bewirken. Trotz alledem habe ich selbst hier durch langes Probiren schliesslich die gewünschte Stabilität erhalten. — In den meisten Fällen lagen übrigens die Verhältnisse insofern günstiger, als sich kleinere Spulen ganz in einem leidlich homogenen Felde

[1] Diese Inductionen lassen sich indes grösstentheils durch Umeinanderwickeln der Zuleitungsdrähte eliminiren.

[2] z. B. das Ausströmen von Leuchtgas in den inneren Spulenraum, so dass ich erst an diamagnetische Wirkung glaubte. Indessen gab Sauerstoff einen gleichsinnigen, wenn auch kleineren Ausschlag.

Digitized by Google

befanden und Schwankungen hauptsächlich nur durch ihre Befestigung an der (messignen) Axe des Rotationsapparates ausgesetzt waren. Diese ergeben dann nur einen cos-Fehler und sind praktisch unwirksam. Gegen Formänderungen sind die kleinen mit Schellack gehärteten Spulen sehr widerstandsfähig. Erreicht man nun aber auch in diesem Punkte mit vieler Mühe schliesslich eine hinreichende Stabilität, so bleibt doch in der ganzen Anordnung eine letzte Störungsquelle, welche zu eliminiren mir nicht vollständig gelungen ist. Diese ist die unvollkommene Constanz des Primärstromes und demgemäss des Feldes des Elektromagneten, die um so unangenehmer wirkt, je höher man die Empfindlichkeit und die Felder treibt. Angenommen, es liege eine Substanz mit relativ niedriger Susceptibilität vor, z. B. Turmalin ($\varkappa$ = ca. 10^{-4}). Da es nun für unsern Zweck (Abweichungen vom Thomson'schen Ansatz!) auf möglichst hohe Werthe von H ankommt, so muss man zu Spitzpolen in geringen Abständen greifen, und um den Zwischenraum möglichst vollständig für das Präparat auszunutzen, den Spulen einen Durchmesser geben, der mindestens gleich dem der Polfläche ist (z. B. sie einfach auf den Polschuh wickeln). Dann geht also thatsächlich fast der ganze Kraftfluss des Elektromagneten durch die Secundärleitung, bei meinen Versuchen mehr als 10^6 (Kraftlinien . Windungszahl). Da nun in dem hier ins Auge gefassten Falle die Empfindlichkeit noch grösser als E = 250 war, so würde der angestellten Berechnung zufolge der Ausschlag $\pm$ 10 mm eingetreten sein bei einer Änderung des Kraftflusses von weniger als $\frac{1}{10^5}$ oder 0,01 $^0/_{00}$. Eine solche Constanz des Primärstromes habe ich nicht oder nur angenähert erreichen können. (Der Strom betrug in diesem Falle etwa 20 Amp., der Widerstand des Primärkreises ca. 1 Ω.) Die kleinen Widerstandsänderungen der Contacte genügen schon für dieses Maass von Inconstanz. Man brauchte z. B. den sorgfältig amalgamirten dicken Zuführungsdraht nur in dem Quecksilbernapf des Vorschaltwiderstandes von dem anderen Drahtende ein wenig zu entfernen oder es ihm zu nähern, so genügte die Vergrösserung oder Verkleinerung der Strombahn im Quecksilber für einen Ausschlag von vielen Centimetern. Berührten sich beide Enden gar unmittelbar, so gab es einen Stoss, der

Digitized by Google

das Galvanometer über die ganze Scala trieb. Ebenso riefen grosse Ausschläge hervor eine Erschütterung des natürlich mit äusserster Sorgfalt blank geschmirgelten und geputzten Federcommutators, ein leichtes Ziehen an dem Nickelinband oder eine Erschütterung des Vorschaltwiderstandes u. s. w. Nachdem endlich Alles auf das Peinlichste befestigt war und sämmtliche untersuchten Contacte sich als einwandsfrei erwiesen, blieben doch noch kleine Stromschwankungen, deren Ursprung ich nicht habe auffinden können. Vielleicht verändert das Aufsteigen der Wasserstoffbläschen in den Accummulatoren, namentlich wenn es infolge von Erschütterungen ruckweise geschieht, plötzlich den inneren Widerstand oder die Spannung der Batterie um kleine Beträge. Es würde damit in Einklang stehen, dass dem Anschein nach bei frischer Füllung, wenn die erste stärkere Gasentwickelung vorbei war, die Ruhelage des Galvanometers relativ am besten war. Das Schwanken in grossen Amplituden war meistens ein Anzeichen davon, dass die Batterie verbraucht war.

Erwähnt sei noch, dass die dünnen Drahtenden der Secundärspulen ihren Übergangswiderstand in den Quecksilbernäpfen stark änderten, wenn sie eine Zeit lang an der Luft gelegen hatten. Man muss daher nöthigenfalls mit Hilfe von Schmirgel und HNO_3 frisch amalgamiren.

Zusammenfassend können wir für das Gelingen ähnlicher Versuche folgende Bedingungen aufstellen:

1. Erschütterungsfreie Beobachtungsräume und sorgfältigste Befestigung sämmtlicher Theile.
2. Insbesondere absolute Befestigung der Spulen gegen das Magnetfeld.
3. Vollkommene Isolation der Secundärleitung, durch besondere Versuche zu erproben.
4. Tadellose Contacte, im Primärkreis womöglich verlöthet, sonst mit Quecksilber, sichere Befestigung der Drahtenden.
5. Frisch geladene Primärstromquellen. Prüfung der Stromconstanz durch gesonderte Versuche.
6. Sicherung gegen rasch wirkende Thermoeffecte.

Über die Grenzen, innerhalb deren die Methode anwendbar ist, ist noch Folgendes zu bemerken:

Digitized by Google

Im Allgemeinen werden natürlich die Genauigkeiten um so grösser, je stärker magnetisirbar das zu untersuchende Präparat ist, sofern man darauf ausgeht, möglichst „genau" zu bestimmen, bis zu welchem Grade etwa eine Krystallscheibe als magnetisch isotrop angesehen werden kann oder wie das Gesetz der Variabilität von $\varkappa$ mit der Richtung beschaffen ist. Nach unten hin lassen sich schlecht Grenzen für die Susceptibilität angeben, man wird aber sagen können, dass von $\varkappa = 10^{-4}$ (Turmalin) aufwärts die Methode stets eine Genauigkeit von über 1% erlaubt. Wie hoch man die Zahlen für die Galvanometerausschläge treiben kann, hängt natürlich im besonderen Falle von der Menge des zur Verfügung stehenden Materials und dessen Beschaffenheit ab, und dann besonders davon, in wie weit es gelingt, auch bei den höchsten erreichbaren Feldern Stabilität der Ruhelage zu erzielen. Ich bin mit Turmalinplatten (s. u.) allerdings bei schlechter Ruhelage bis zu 260 mm gekommen, und bei günstigerer Wickelung und höheren Feldern wird man wohl auf über 300 mm gelangen können. Bei Benutzung flacherer Pole (aber demnach auch niedrigerer Feldstärken) habe ich mit Kalkspathstücken ($\varkappa =$ etwa 10^{-6}) und Wasser (in einem Glasgefäss) diamagnetische Ausschläge bis zu 30 mm erhalten. Wenn nun auch bei so niedrigen Susceptibilitäten, insbesondere für die Krystallphysik, mit dieser Methode nicht mehr viel zu machen ist, so möchte es sich doch fragen, ob nicht vielleicht eine genaue Messung der Susceptibilität des Wassers mit Hilfe dieses Galvanometers sich lohnte, um einmal eine von der Steighöhenmethode ganz unabhängige Bestimmung für diesen stark umstrittenen Werth zu erhalten[1], welche zugleich eine „directe" Messungsmethode sein würde, während sämmtliche bisherigen Methoden, soweit sie überhaupt sich des (ballistischen) Galvanometers bedienen, „Differentialmethoden" sind[1].

---

[1] Vergl. J. Königsberger, Ann. d. Phys. (4.) 1. p. 175. 1902. H. Du Bois, Propriétés magnétiques de la matière pondérable. Rapp. prés. au Congrès internat. de Physique. Paris 1900. p. 45.

Digitized by Google

§ 7. Versuchsresultate.

a) Vorbemerkungen.

Die ungefähre Grösse der Magnetisirbarkeit habe ich an einer Reihe von Mineralien (kleinen Stückchen) mittelst einer einfachen Versuchsanordnung geprüft. Die betreffenden Krystalle befanden sich theilweise im physikalischen Institut, theils wurden sie mir durch die Güte des Herrn Geh. Bergrath Prof. Th. Liebisch aus dem mineralogischen Institut der Universität zur Verfügung gestellt, theils auswärts bestellt. Die Substanzen waren: *Magnetit*, *Eisenglanz*, *Titaneisen (Ilmenit)*, *Augit*, *Granat*, *Wolframit*, *Liëvrit*, *Vesuvian*, *Turmalin*, *Epidot*; *Eisenspath*, *Rutil*, *Pyrit*; *Eisenalaun*, *Nickelsulfat*; — *Kalkspath*, *Quarz*, *Topas*, *Zirkon*. Ungefähr in dieser Reihenfolge sind die genannten Substanzen abnehmend magnetisirbar, die vier letzten diamagnetisch.

Folgendes sei noch kurz bemerkt: Bei vielen Substanzen (Eisenspath, Rutil, Pyrit, Nickelsulfat) ist grosse Vorsicht geboten gegenüber etwaigen Verunreinigungen durch stärker paramagnetische Beimengungen. — Eingehender untersucht habe ich Magnetit, Eisenglanz, Ilmenit, Granat und Turmalin. Als Objecte für weitere Versuche werden sich ausser diesen vorzüglich Wolframit, Vesuvian und Lievrit eignen. Eine Scheibe von Letzterem[1] // (001), die ich untersuchte, erwies sich bei starker Gesammtmagnetisirung doch bis auf 1% magnetisch isotrop; da sie sich aber im homogenen Felde einstellte, so wird immerhin eine Variabilität von $\varkappa$ mit der Richtung vorhanden sein, wahrscheinlich gemäss dem Thomson'schen Ansatz. Ferner verdient nähere Untersuchung der künstlich hergestellte Krystall Eisenalaun ($(NH_4)_2Fe_2(SO_4)_4 + 24\,aq.$). Die am Turmalin erhaltenen Resultate sind zweifelhafter Natur, eine genauere Erforschung gerade dieses Krystalls würde vielleicht die Anzahl der an ihm gemachten merkwürdigen Entdeckungen wieder um eine vermehren (Acentricität der Magnetisirung), auch die Untersuchung verschiedener Turmaline mit wechselndem FeO- und Fe_2O_3-Gehalt dürfte zu bemerkenswerthen Resultaten führen.

[1] Liëvrit krystallisirt rhombisch.

Digitized by Google

Als Gesammtresultat der folgenden Versuche kann vorweg genommen werden:

1. Granat ist bis zu hohen Feldern magnetisch isotrop und μ mit H proportional.
2. Turmalin genügt in erster Annäherung hinsichtlich der Symmetrie dem Thomson'schen Ansatz, die Proportionalität von μ mit H ist zweifelhaft.
3. Die rhomboëdrischen Krystalle sind, soweit die Genauigkeit der Untersuchung reicht, in der Basisebene magnetisch isotrop.
4. Magnetit besitzt dagegen sämmtliche von den Formeln bis mindestens $n = 8$ vorausgesagten Symmetrieeigenschaften, insbesondere die 6-Zähligkeit der l-Curve in den Ebenen $\perp A^3$ (111).
5. Ilmenit (und Eisenglanz) zeigen eine ausgeprägte Singularität der Basisebene mit Rücksicht sowohl auf die Magnetisirbarkeit im Allgemeinen, wie im Besondern auf die Hysteresis (vergl. Weiss' Pyrrhotin).

b) Versuche mit Turmalin und Granat.

Die oben (Anm. 1 auf p. 402) erwähnte Versuchsreihe mit Turmalinplatten $\perp A_z^3$ ist, wie dort gesagt, theoretisch werthlos. Doch sollen hier einige Zahlen davon mitgetheilt werden, da sie mit Rücksicht auf die Methode nicht ohne Interesse sind.

Benutzt wurden Spitzpole (Durchmesser ca. 1½ cm), Abstand derselben 6 mm. Die Spulen waren auf diese gewickelt. Die Turmalinplatten waren quadratisch $(15\text{ mm})^2$ und 3 mm dick. Sie wurden abwechselnd mit der $\overline{A_z^3} // +H$ oder $// -H$ zwischen den Polen herausgezogen. Resultate:

H = ca. 12 000 C. G. S.	Nulllage	Ausschlag	Differenz
	85,5	67,7	17,8
	85,4	67,7	17,7
	.	.	.
	.	.	.
	.	.	.
	83,7	65,6	18,1
			Mittel 17,8 mm
Umgekehrte Richtung:	Mittel	Differenz	= 17,8 „
Wieder umgekehrt:	„	„	= 17,8 „
	u. s. w.		

Digitized by Google

Die Ruhelage war dabei leidlich stabil, verschob sich aber infolge von Thermoeffecten langsam nach der Seite der kleineren Zahlen (s. o.); dies gilt für sämmtliche Versuchsreihen.

Bei Erhöhung der Stromstärke (H = ca. 20 000 C. G. S.) wurden die Zahlen: 26,0, 25,5, 26,2 u. s. w., die Ruhelage wurde immer schlechter, schliesslich sprang das Galvanometer fortwährend hin und her. Ohne bessere Vorrichtungen wäre hier also auch bei richtiger Plattenorientirung ($// E_x$) nicht viel anzufangen gewesen, da man doch möglichst hohe Felder anwenden muss, wenn man überhaupt auf etwaiges acentrisches Verhalten rechnen will. Immerhin zeigen die Zahlen, wie vorzügliche Resultate diese Messungen geben können, wenn man nur die Störungen beseitigt, welche das Galvanometer nicht zur Ruhe kommen lassen.

Zu weiteren Versuchen diente eine Turmalinkugel aus einem schwarzen brasilianischen Turmalin, den mir Herr Geh. Reg.-Rath Prof. Voigt freundlichst überlassen hatte. Sie hatte einen Durchmesser von 12 mm, die Spitzpole einen Abstand von 14 mm. Die Kugel war befestigt an der vorderen Axe des oben beschriebenen Rotationsapparates (cf. p. 412).

Bezeichnen wir den beim Herausziehen der Kugel erhaltenen Ausschlag fortan mit A, so war für die höchste erreichte Feldstärke ($F_{250} = 1360$, d. h. H = ca. 6100 C. G. S.) A = 140 mm, wenn die Basis parallel H lag. Da nun bei einer Drehung um die A_z^s bei dieser Feldstärke keinerlei Wirkung eintrat, so ist, dem Thomson'schen Ansatz gemäss, Isotropie in der Basisebene bis zu dieser Feldstärke und mit einer Genauigkeit von weniger als 1% nachgewiesen.

Die Drehungsaxe wurde nunmehr $\perp E_x$, also auch $\perp A_z^s$ gestellt.

Vorversuch: $F_{250} = 450$ mm.

Basis // H: A = Mittel 75 mm (Maximum).

„ $\perp$ H: A = „ 63 „ (Minimum).

Versuch: Drehung Max → Min: 10, 9, 9, 12, 10, 12, 8, 13 mm.

Mittel 11 mm.

A_{Max}: 72, 76, 73, 70, 70, 65, 70, 73, 75.

Digitized by Google

Verlässt man sich auf die subjective Schätzung nach Art und Rückkehr des Ausschlages, so ist 73 der beste Werth, und entsprechend 62 für A_{Min}.

Somit wird in diesem Maass das longitudinale Moment:

$$l = 67{,}5 + 5{,}5 \cos(2\psi) \quad \psi = \angle(H, 0001).$$

Eine exacte Prüfung dieses Ansatzes war unter den obwaltenden Verhältnissen undurchführbar. Im Ganzen hatte ich häufig den Eindruck, als ob die Minima etwas steiler wären als die Maxima. Dies würde dafür sprechen, dass sich Turmalin vielleicht ähnlich verhielte wie die gleichfalls rhomboëdrischen Krystalle Ilmenit und Eisenglanz (s. u.). Eine rohe Messung der Ausschläge $l_0 - l_\psi$ gab:

$\psi =$	20^0	40^0	50^0	70^0	90^0
$l_0 - l_\psi =$	$\pm$?	1	5	8	11

alle Zahlen als Mittel einer grossen Zahl von Versuchen übereinstimmend mit der subjectiven Schätzung.

Diese Beobachtungen lassen sich darstellen, wenn man in der Bestimmung der Lage $\psi = 0$ einen Fehler von $5—10^0$ annimmt. Dann berechnen sich die Zahlen bezw. zu 0,3, 1,5, 4,6, 8,1, 10,8 mm.

Sind also in die Augen fallende Abweichungen nicht vorhanden, so lassen sich doch sichere Schlüsse aus solchen Zahlen nicht ziehen.

Um noch auf einem dritten Wege die Frage anzufassen, habe ich noch eine Versuchsreihe über die Proportionalität von μ und H angestellt. Es bezeichne D den Ausschlag für die Drehung Max → Min, so fand sich:

F = 240:	A_{Max} = 23, 24, 22, (28), (16), 22, 24	Mittel =	23 mm
	D = $\pm$ 4 mm		
F = 300:	A_{Max} = 46, 48, 48, 47, 48, 45	„ =	47 mm
	D = 12, 5, 10, 12, 7, 8, 9, 10	„ =	9 mm
F = 520:	A_{Max} = 90, 94, 91, 91	„ =	91 mm
	D = 12, 13, 15, 16, 15, 14, wahrsch. >	„ =	14 mm
F = 1360:	A_{Max} = 145, 139, 140 ca.	„ =	140 mm
	D = 20, 25, 20, 20, 20, wahrsch. >	„ =	21 mm

Hierzu kann noch das Resultat der früheren Reihe: F = 450*: A_{Max} = 73* mm, D = 11* mm hinzugerechnet werden. Dies ergiebt nun für die Verhältnisse F : A, F : D, A : D folgende Tabelle:

Digitized by Google

F =	240	300	450*	520	1360 mm
F : A =	10,5	6,4	6,2*	5,7	9,7
F : D =	60	33	41*	37	65
A : D =	5,8	5,2	6,6	7,5	6,7 Mittel $\frac{A}{A-D} = \frac{k_1}{k_2} = \frac{1}{0,8}$.

Während hier nun die letzte Zeile eine regelmässige Abweichung von der Constanz nicht erkennen lässt, zeigen die beiden vorigen einen merkwürdigen Gang der Zahlen, also der scheinbaren Susceptibilität, der sie umgekehrt proportional sein müssten, nämlich ein Maximum der letzteren bei einer mittleren Feldstärke in diesem Intervalle. Ob sich dieses eigenthümliche Verhalten durch Versuchsfehler erklärt, muss unentschieden bleiben, doch ist es bemerkenswerth, dass die völlig analoge Versuchsreihe mit Granat ganz leidlich constante Werthe ergab.

Die benutzte Kugel aus Granat hatte dieselbe Grösse wie die Turmalinkugel und wurde gleich nach dieser untersucht. Sie war geschliffen aus einem von Dr. Krantz in Bonn bezogenen Almandin (Prov. Moriah Mine, Essex, Amerika), der sich bei der Vorprüfung als stark magnetisirbar und mit schwacher Hysteresis behaftet erwies. Es ergab sich

1. bis zu $F_{250} = 1850$ mm, d. h. ca. 8000 C. G. S. völlige Isotropie sowohl bei der Drehung um eine Hexaëder- als um eine Dodekaëder-Normale. (Die geringe bei der Drehung auftretende Veränderung mit einem Maximum und einem Minimum für die ganze Umdrehung kam offenbar zu Stande durch eine kleine Excentricität der Befestigung, infolge deren die Kugel, wie bei genauem Zusehen auch bemerkbar war, ein wenig „schleuderte".)

2. Bei $F' = 830$ war $A = 1100—1130$ mm[1]. Nach Öffnen des Primärstromes hinterblieb ein Feld der Pole etwa $F'_r = 17$ mm, und jetzt gab A 18—20 mm[1]. Da diese Zahlen nahezu dasselbe Verhältniss haben wie oben, so ist von diesem Ausschlag der Haupttheil auf Rechnung der Influenz durch das remanente Feld zu setzen, und nur ein geringer Bruchtheil könnte durch Eigenpolarität des Präparates verursacht

[1] A mit grösserer Empfindlichkeit als F' gemessen.

Digitized by Google

sein. Ausserhalb in einer gesonderten Vorrichtung untersucht, erwies sich dasselbe als nicht nachweisbar magnetisirt.

Da die Gesammtinduction bei der benutzten grossen Empfindlichkeit einem Ausschlag von mehr als 2000 mm entsprochen haben würde[1] (bei der Feldstärke 8000 C. G. S.), so ist Isotropie des Granats mit einer Genauigkeit von über $\frac{1}{2}$ $^0/_{00}$ nachgewiesen, und daher vermuthlich mit der gleichen Genauigkeit der Thomson'sche Ansatz auch bezüglich der Proportionalität von μ und H erfüllt.

3. In der That ergab sich (alles reducirt auf E = 250):

F =	625	877	1050	1855	2040
A =	496	721	844	1523	1540
F : A =	1,26	1,22	1,25	1,22	1,32[2]

Der letzte Werth des Quotienten $\frac{F}{A}$ ist unsicher wegen der bei dieser Messung besonders grossen Versuchsfehler, welche einen Spielraum für diese Zahl zwischen 1,20 und 1,32 lassen (Mittel 1,26). Sonst ist die Constanz dieser Zahlen vorzüglich in Anbetracht der grossen Fehlerquellen — man vergleiche damit die entsprechende Reihe bei Turmalin. Berücksichtigt man, dass mit wachsender Sättigung des Elektromagneten die von dem Präparat ausgehenden Kraftlinien sich immer mehr wie im freien Raum, also theilweise innerhalb der Spulen, schliessen, und dass dies offenbar im Sinne einer Abnahme der scheinbaren Susceptibilität wirken muss, so könnte sogar der grössere Werth des Quotienten bei der hohen Feldstärke hierdurch erklärt werden, doch ist das wohl mit Rücksicht auf den vorhergehenden Werth nicht anzunehmen. Jedenfalls folgt aber umgekehrt, dass bei der Feldstärke F = 2000 sich noch die meisten Kraftlinien durch die Spulen und das Eisen des Elektromagneten schliessen, also die ganze Anordnung noch keine merklichen Fehler durch Kraftlinienverluste mit sich bringt.

---

[1] Für die wirkliche Messung musste natürlich E reducirt werden.

[2] Die Quotienten sind aus den directen Beobachtungen (bei gleicher aber wegen der Grösse der Magnetisirung reducirter E) gebildet.

Digitized by Google

c) Influenz in Ebenen, die auf einer A^3 senkrecht stehen

((0001) im rhomboëdrischen, (111) im regulären System).

Nehmen wir zunächst centrisches Verhalten an, so verlangt die Theorie einen Verlauf des longitudinalen Momentes

$$l = A_0 + A_6 \cos(6\psi) + B_6 \sin(6\psi) + \ldots;$$

in der Gruppe $A_z^3 A_x^2$ und im regulären System ist auch noch $B_6 = 0$.

Wegen gewisser Folgerungen, die aus dem negativen Resultat der Weiss'schen Versuche nach dieser Richtung hin gezogen worden sind, schien es mir werthvoll, die Frage nach einem solchen Verlauf möglichst genau zu untersuchen.

Eisenglanz- und Ilmenitscheiben gaben in dem beschriebenen Rotationsapparat unter der Einwirkung eines Feldes von 4000 C. G. S. noch keinerlei Anisotropie zu erkennen. Die Gesammtinduction liess sich dabei nicht messen, nach den Zahlen von Abt und unter Berücksichtigung der Empfindlichkeit des Apparates ergiebt sich dieselbe indessen für die Eisenglanzscheibe zu ca. 3000—4000 mm, für die Ilmenitscheibe etwa $\frac{1}{8} - \frac{1}{10}$ davon.

Somit ist für die genannten Mineralien bis zu der erreichten Feldstärke die Isotropie in der Basisebene auf über $1\,‰$ bezw. $1\,\%$ garantirt.

Hingegen gelang es mir, bei einer Magnetitscheibe parallel (111), trotz schlechten Materials, die gesuchte Sechszähligkeit deutlich zu constatiren. Längs einer der drei anderen Oktaëderflächen hatte die Scheibe einen starken Sprung. Demzufolge ergab die ganze Umdrehung bei $H = 270$ C. G. S. zwei Maxima von l in den Richtungen parallel zu diesem Sprung, zwei (durch Hysteresis etwas im Sinne der Drehung verschobene) Minima senkrecht dazu. Bei Erhöhung der Feldstärke auf rund 1400 C. G. S. ergab sich dann folgende Vertheilung von Maximis und Minimis:

Die beiden Maxima parallel zur Sprungrichtung waren zwar geblieben, aber stark abgeflacht und verbreitert. In den dazu senkrechten Richtungen (vorher Minima) lagen jetzt auch Maxima und in Abständen von ca. 30° nach beiden Seiten von diesen zwei Mal zwei Minima. Dies entspricht nun offenbar völlig der Superposition der normalen sechszähligen Curve

Digitized by Google

(6 Maxima in den Richtungen der Projectionen der drei anderen Oktaëder-Normalen auf die Scheibe) über die durch den Sprung verursachte Curve. Bei den Versuchen, die Amplituden, die übrigens sehr stark veränderlich waren, auszumessen, zerbrach die Scheibe längs des Sprunges, auch erwies sich die Drehungsaxe gegenüber der grossen Susceptibilität des Magnetits doch als zu wenig stabil, um auch bei Beschaffung besseren Materials ohne Umänderung des Apparates eine eingehendere Messung zu ermöglichen. Ich habe daher, da der angestellte Versuch qualitativ für die Hauptsache, den Nachweis der Sechszähligkeit, völlig beweiskräftig ist, auf eine weitere Untersuchung verzichtet.

Jedenfalls erscheint es mir nach dem Gesagten nicht zulässig, auf das negative Resultat der Weiss'schen Versuche besonderes Gewicht zu legen oder gar darauf eine besondere Hypothese über die magnetische Structur des Magnetits zu gründen[1], die die Abweichungen vom Thomson'schen Ansatz erklären sollte.

Es gelingt allerdings Beckenkamp, mit Hilfe dieser Hypothese die Werthe für die Magnetisirung von Stäben // $A^2A^3A^4$, die Weiss erhielt, theoretisch abzuleiten, indem er eine empirische Formel von Lenz (Jacobi) zur Berücksichtigung der Selbstinfluenz bei Stäben heranzieht. Den Stab ersetzt er dabei nacheinander durch seine Projection in Bezug auf die 4 Schichtungen hinsichtlich der Länge und durch einen Schnitt senkrecht zur Schicht und der Längenprojection hinsichtlich des Querschnitts. Auf diesen Ersatzstab wirkt die entsprechende Feldcomponente, und von dem erzeugten Moment wird nun rückwärts wieder die Componente nach der wirklichen Stabrichtung genommen. Die so für jede der 4 Schichtungen erhaltenen Werthe werden addirt, und Beckenkamp erhält, wenn er den in der genannten empirischen Formel vorkommenden „Erfahrungscoëfficienten" $\alpha = 0{,}3$ setzt (er soll zwischen 0 und 0,5 liegen) für die Intensität der Magnetisirung in den Richtungen Oktaëder-, Hexaëder-, Dodekaëder-Normale ($A^3A^4A^2$)

[1] Beckenkamp, l. c., Schichtung des Magnetits nach den 4 Oktaëderebenen und ausschliessliche Magnetisirbarkeit in diesen Ebenen.

Digitized by Google

$$O : H : D = 1 : 0{,}937 : 0{,}754.$$

Für $\alpha = 0$ und $\alpha = 0{,}5$ erhält man dagegen:

$$O : H : D = 1 : 0{,}938 : 0{,}805$$

bezw. $= 1 : 0{,}938 : 0{,}723$

während Weiss angiebt: $1 : 0{,}947 : 0{,}790$.

Inwieweit man von einer Übereinstimmung dieser Zahlen reden kann, scheint mir doch sehr zweifelhaft zu sein. Führt man die Schichtungsvorstellung an einem Körper durch, der eine strenge Theorie der Selbstinfluenz gestattet, so ergiebt sich (falls nur die Magnetisirung nach wie vor homogen bleibt) nichts Anderes, als dass die Symmetrie der Kugel wegen der Selbstinfluenz in die des Ellipsoids übergeht. Damit aber sind die Weiss'schen Beobachtungen nicht erklärt. Verzichtet man andererseits auf den Thomson'schen Ansatz und entwickelt nach Reihen, so ist nicht einzusehen, wozu dann noch eine Structurhypothese nöthig wäre.

Anm. Nach Beendigung der nun folgenden Versuchsreihen bezüglich Ilmenit und Eisenglanz habe ich noch eine Messung an einer Magnetitscheibe // (110) ausgeführt, deren Resultate folgende waren (die Zahlen bezeichnen den Ausschlag bei der Drehung um die betreffende Strecke des Theilkreises):

Max → Min		: mm	Min → Max		: mm
283°	230°	− 406	230°	176°	+ 357
176°	142°	− 160	142°	103°	+ 182
103°	50°	− 377	50°	356°	+ 383
356°	321°	− 156	321°	283°	+ 175
	Summe	− 1099			+ 1097

Man sieht, dass die Zahlen trotz der Schwankung der Amplituden im Wesentlichen den von Weiss gefundenen völlig analog sind. Die Feldstärke betrug hier etwa 590 C. G. S. Bemerkenswerth ist, dass man bis unter 90 C. G. S. hinuntergehen muss, wenn man erreichen will, dass nur je zwei Maxima und Minima auftreten. Die vom Thomson'schen Ansatz verlangte Isotropie scheint demnach ein unterer Grenzfall zu sein, und es möchte daher vielleicht doch zweckmässiger sein, in den Formeln nicht die Componenten a, b, c, sondern die cos zu führen, während die k_{hkl} dann unbekannte Functionen von H wären (wie dies Wallerant auch thut). Dadurch würde man dann wohl die Symmetrieverhältnisse bei gegebener Feldstärke, nicht aber die Variabilität von μ mit H bei gegebener Richtung darzustellen im Stande sein.

d) Versuche über Remanenzerscheinungen bei Ilmenit (und Eisenglanz).

Zu den folgenden Versuchen hatte ich zwei Scheiben aus einem von Dr. Krantz (Bonn) bezogenen grossen Ilmenit

Digitized by Google

(Miask, Ural) schleifen lassen, deren Äquatorebenen senkrecht zur Basisebene und senkrecht aufeinander standen (und die somit die A_z^3 enthielten). Da sich beide als völlig gleichartig erwiesen, so habe ich weiterhin nur die eine von beiden benutzt, ihre Dimensionen waren 12 mm Durchmesser und 3 mm Dicke. Wir betrachten die Scheibenaxe als A(X)-Axe eines Coordinatensystems und legen die C-Axe parallel zur A_z^3, so wird B(Y) der Basis (0001) parallel. Die Componenten a und α von H bezw. μ sind 0, für b und c schreiben wir $H \cdot \cos\varphi$ bezw. $H \cdot \sin\varphi$, so dass also $\varphi = 0^0$ diejenige Lage ist, wo (0001) parallel zum Felde liegt, $\varphi = 90^0$ („zweite Hauptlage") diejenige, wo (0001) $\perp$ H ist. Die Ebene (0001) erweist sich nun als Symmetrieebene, die Drehungen können deshalb auf den einen Halbkreis ($\varphi = 0^0 \rightleftarrows 90^0 \rightleftarrows 180^0$) beschränkt bleiben, wobei also b von + H durch 0 zu − H und c von 0 durch + H zu 0 geht. Wie verlaufen β und γ? — Folgendes sind die Hauptergebnisse der angestellten Versuche:

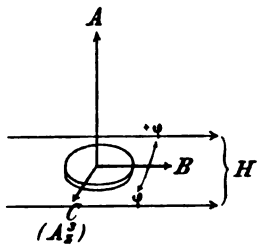


Fig. 8.

1. Bei constantem H ist β bedeutend grösser als γ. von H = ca. 40 bis 4000 C. G. S. wächst das Verhältniss $\gamma : \beta$ von etwa $\frac{1}{30}$ bis $\frac{1}{8}$. Bei der genannten Feldstärke ist die Sättigungsgrenze für beide Componenten nahezu erreicht.
2. γ **ist absolut frei von Hysteresis.**
3. β dagegen zeigt eine ganz ungewöhnlich grosse Hysteresis. Von einem Momente // (0001) bei niedrigen Feldern bleibt ca. $\frac{5}{6}$ remanent, wenn das Feld auf 0 abnimmt, und dieses muss negativ auf mehr als die Hälfte des früheren Werthes ansteigen, um β zu 0 zu machen.
4. Gleiche und entgegengesetzte Felder erzeugen gleiche und entgegengesetzte Momente und hinterlassen ebensolche remanenten Momente, falls nicht vorher eine höhere Feldstärke eingewirkt hatte.
5. Der Verlauf von β (und γ) hängt nur von b (bezw. c) ab. Es ist daher gleichgültig, ob ich die Feldcomponente b

Digitized by Google

durch Drehen in die zweite Hauptlage ($\varphi = 90^0$) oder durch Schwächung des Feldes zu 0 mache: in beiden Fällen wird dasselbe Moment β_r // (0001) hinterbleiben.

6. **Die Hysteresiscurven für β befolgen bei niedrigeren Feldern anscheinend ein verhältnissmässig einfaches Gesetz.**

Von diesen Ergebnissen ist das am meisten in die Augen fallende zunächst dies, dass die sehr starke Hysteresis sich ausschliesslich auf die Basisebene beschränkt, dass es also völlig unmöglich ist, den Ilmenit in einer irgendwie gegen diese Ebene geneigten Richtung permanent zu magnetisiren. Ich habe dies durch Einwirkung der stärksten erreichbaren Felder // A_z[3] versucht, stets mit dem nämlichen Ergebniss, dass das remanente Moment, falls überhaupt vorhanden, genau in die Richtung b (β) fiel. Damit tritt der Ilmenit als eine neue Singularität dem Magnetkies (und Eisenglanz [1]) zur Seite, von denen er sich aber doch wieder dadurch charakteristisch unterscheidet, dass das Verhältniss $\gamma : \beta$ durchaus nicht so gering ist ($< \frac{1}{500}$ bezw. $\frac{1}{300}$) wie bei jenen beiden Substanzen.

Um nun diese Eigenschaften näher zu studiren, habe ich in einer grösseren Anzahl von Messungsreihen den Verlauf des longitudinalen Momentes:

$$l = \beta \cdot \cos\varphi + \gamma \cdot \sin\varphi$$

bei verschiedenen Feldstärken untersucht. Wir wollen denselben zunächst qualitativ kurz skizziren und dabei uns vorläufig auf die niedrigste Feldstärke, bei der alle Erscheinungen am deutlichsten hervortreten, beziehen; als solche kam das remanente Feld des Elektromagneten ($F_r = 7—8$ mm[2]) zur Anwendung. (Die Spulen waren bei diesen Versuchen über die Scheibe geschoben, später wurden sie so weit von einander entfernt, dass dieselbe mit der Drehungsaxe zwischen ihnen herausgezogen werden konnte. So konnten nicht nur die Differenzen der Werthe von l, sondern in gleichem Maasse auch die absoluten Werthe erhalten werden; dieser Vortheil wurde allerdings nur durch eine bedeutende Verringerung der

[1] Vergl. Weiss (und Westmann) l. c.

[2] d. i. rund 40 C. G. S.

Digitized by Google

Empfindlichkeit und demzufolge grössere Unsicherheit aller Messungen erkauft.) Betrachten wir nun einen Cyklus $\varphi = 0^0 \rightarrow 90^0 \rightarrow 180^0$. γ ist eindeutige Function von c oder H . sin φ, in unserem Falle genügt es völlig, $\gamma = k \cdot c$ oder $= (kH) \sin \varphi = \bar{\gamma} \sin \varphi$ zu setzen, wo $\bar{\gamma}$ also der Maximalwerth von γ für diese Drehung und gleich dem Werthe l_{90} von l in der zweiten Hauptlage ist. Hingegen verläuft β bei diesem Cyklus längs einer „Hysteresisschleife" der bekannten Gestalt (Fig. 9). Demzufolge muss $\beta \cos \varphi$ die Gestalt der Fig. 10 haben, d. h. bei der Hin- und Rückdrehung auf zwei in Bezug auf $\varphi = 90^0$ symmetrischen Curvenzügen verlaufen mit gemeinschaftlichen Maximis bei $\varphi = 0^0$ und 180^0 und je einem Minimum jenseits $\varphi = 90^0$ (vom Anfangspunkt der betreffenden Curve an gerechnet).

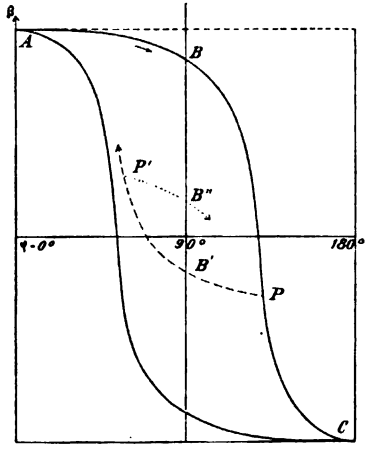


Fig. 9.

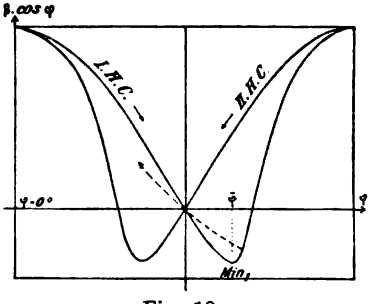


Fig. 10.

Ilmenit: Qualitativer Verlauf von β und $\beta \cos \varphi$ (l) bei niedrigen Feldern.

Durch das Hinzufügen des sehr kleinen Gliedes $\gamma \sin \varphi$ ändert sich an diesem Bilde nichts Wesentliches, es ziehen sich nur die ganzen Curven ein wenig nach oben, wobei ihr Schnittpunkt die Ordinate $\bar{\gamma}$ (bei $\varphi = 90^0$) erhält. Diese beiden l-Curven sollen fortan als erste und zweite (l-)Hauptcurve (I. H.-C., II. H.-C.) unterschieden werden, ihre Ausgangsmaxima (0^0 und 180^0) mit Max_1 und Max_2, ihre Minima dementsprechend mit Min_1 und Min_2 bezeichnet werden. Wie die Versuche zeigen, bleiben sie unveränderlich, gleichgültig, wie man das Ausgangsmaximum erreicht

Digitized by Google

hat, wenn nur nicht die Feldstärke, auf welche sie sich beziehen, vorher überschritten wurde. Die ihnen entsprechenden beiden β-„Hauptcurven" bilden also eine Schleife, innerhalb deren sämmtliche überhaupt zwischen $+H$ und $-H$ möglichen β-Curven verlaufen müssen, und zu deren Endpunkten jede derselben bei $\varphi = 0$ oder 180 hinführt. Im Gegensatz zu diesen „Hauptcurven" sollen nun alle anderen in dem durch sie begrenzten Gebiet verlaufenden l- (oder β)-Curven „Nebencurven" heissen. Offenbar kann man solche nur dadurch erhalten, dass man bei irgend einem Winkel φ zwischen 0^0 und 180^0 den Sinn der Drehung umkehrt, also von der bisher durchlaufenen Hauptcurve bei φ abzweigt. Die betreffende „Nebencurve" soll dann mit $N.\text{-}C._{I(\varphi)}$ bezw. $N.\text{-}C._{II(\varphi)}$ bezeichnet werden, je nachdem, ob die Abzweigung von der I. H.-C. oder der II. H.-C. geschieht.

Bei abermaliger Umkehrung der Drehungsrichtung verläuft dann $l(\beta)$ wieder längs einer anderen Curve, die nun „Nebencurve 2. Ordnung" heissen soll, und deren Bezeichnung $N.\text{-}C._{I \text{ od. } II(\varphi a, \varphi b)}$ hiernach ohne weiteres verständlich ist u. s. f. (s. die Curven $PB'P'$ und $P'B''$ ... der Fig. 9.

Über den Verlauf dieser Curven ist nun Folgendes allgemein zu sagen:

1. Die Componente β hat, als Function von φ betrachtet, in jedem Punkte φ (ausser in den Maximis) in jedem Augenblick zwei Differentialquotienten, nämlich einen für die Weiterdrehung im bisherigen Sinne, einen für die Rückdrehung. Der erste würde z. B. der Tangente an die Hauptcurve im Punkte $P_{(\varphi)}$, der zweite der Tangente an die dort ansetzende N.-C. 1. O. entsprechen[1]. Sei nun φ zunächst die Abscisse $\bar{\varphi}$ des Min_l. Die β-Curve fällt an dieser Stelle sehr rasch ab. $\left(\frac{d\beta}{d\varphi}\right)_+$, d. i. der Differentialquotient für die Weiterdrehung (im positiven Sinne), ist also negativ sehr gross. Nun gilt für das Min:

$$\left(\frac{dl}{d\varphi}\right)_+ = \left(\frac{d\beta}{d\varphi}\right)_+ . \cos\varphi - \beta \sin\varphi + 2\bar{\gamma} \sin\varphi . \cos\varphi = 0,$$

[1] Allgemein: Ein Differentialquotient für die N.-C. n ter und einer für die N.-C. (n + 1) ter Ordnung.

Digitized by Google

und hieraus folgt bei der Kleinheit von $\bar{\gamma}$, da $\cos\varphi$ negativ ist, dass β einen erheblichen positiven Werth noch besitzen muss, damit an dieser Stelle $\left(\frac{dl}{d\varphi}\right)_+$ zu Null werden kann. Drehen wir nun aus $\bar{\varphi}$ zurück (N.-C.$_{I(\bar{\varphi})}$), so haben wir jetzt einen, absolut genommen, viel kleineren Werth $\left(\frac{d\beta}{d\varphi}\right)_-$, folglich muss jetzt $\left(\frac{dl}{d\varphi}\right)_-$ stark negativ sein, oder mit anderen Worten: l mit abnehmendem φ rasch ansteigen. Dasselbe muss gelten, wenn wir auch den Umkehrpunkt φ_a ein Stückchen über $\bar{\varphi}$ hinausrücken lassen. Erst nach einem gewissen Intervalle[1] kommt eine Stelle φ_h, wo $\left(\frac{dl}{d\varphi}\right)_-$ gerade Null wird, also die Nebencurve horizontal ansetzt; sie liegt jedenfalls nicht sehr weit von dem Nullpunkte von β entfernt.

2. Da für $\varphi = 90^0$ der von β herrührende Antheil von l zu Null wird, so muss hier l für alle Curven denselben Werth besitzen, d. h. sie müssen sich hier sämmtlich im Schnittpunkt der beiden Hauptcurven schneiden. Wie genau die Beobachtungszahlen sich diesem Satze fügen, wird unten zu zeigen sein.

3. Es sei P (Fig. 9) ein Umkehrpunkt (φ_a). Die N.-C.$_{I(\varphi a)}$ werde bis P'$_{(\varphi b)}$ verfolgt. Hierauf werde die N.-C.$_{I(\varphi a, \varphi b)}$ bis zum Punkte φ_a zurück ermittelt. Der Versuch ergiebt jetzt, dass sie bei φ_a gerade wieder zum Punkte P zurückkehrt, und dass l für die fernere Drehung dann einfach längs der I. H.-C. weiter verläuft. Mit anderen Worten: Die N.-C.$_{I(\varphi a)}$ und die N.-C.$_{I(\varphi a, \varphi b)}$ bilden zwischen φ_a und φ_b einen einfachen Cyklus (ebenso wie die beiden Hauptcurven zwischen 0^0 und 180^0 oder die I. H.-C. und die N.-C.$_{I(\varphi a)}$ zwischen 0^0 und φ_a) und die Einschaltung einer beliebigen Anzahl solcher Cyklen hat auf den weiteren Verlauf der Hauptcurve keinen Einfluss. — Dasselbe gilt offenbar ganz allgemein nicht nur für die Hauptcurve, sondern für jede Nebencurve beliebig hoher Ordnung, wenn von derselben an einer Stelle eine Nebencurve der nächst höheren Ordnung und von dieser letzteren wiederum

[1] das bei den hier ins Auge gefassten Versuchen etwa 12° betrug.

Digitized by Google

eine solche abgezweigt wird. Hieraus ergiebt sich als weitere Consequenz, dass man zwischen φ_a und 0^0 alle beliebigen Drehungen vorwärts und rückwärts ausführen kann, ohne doch bei der endlichen Rückkehr nach φ_a einen anderen Werth l als den der I. Hauptcurve dort zu erreichen. — Liegt φ_a im Besonderen zwischen $\bar{\varphi}$ und φ_b, so ergiebt sich folgende Reihe von Ausschlägen des Galvanometers[1]:

$$\bar{\varphi} \rightarrow \varphi_a : +;\ \varphi_a \rightarrow \varphi_b : +;\ \varphi_b \rightarrow \varphi_a : -;\ \varphi_a \rightarrow \varphi_h : +.$$

Man beobachtet also die auf den ersten Anblick fast paradoxe Erscheinung, dass beim Rückwärtsdrehen ($\varphi_a \rightarrow \varphi_b$) von der Stelle φ_a aus, der bis dahin positiv gewesene Ausschlag sein Zeichen beibehält, während umgekehrt nachher beim Drehen über φ_a hinaus der jetzt (für $\varphi_b \rightarrow \varphi_a$) negative Ausschlag plötzlich bei φ_a das Zeichen wechselt. Da die sämmtlichen Punkte, in welchen Nebencurven verschiedener Ordnung aneinander stossen, durchaus den Charakter scharfer Ecken tragen, so wirkt dieser Versuch im Anfang äusserst frappirend.

Wir haben hier überall zunächst vorausgesetzt, dass die beiden Maxima der l-Curve gleich hoch sind, also die ganze Versuchsreihe überhaupt in Bezug auf $\varphi = 90^0$ symmetrisch ist. Streng genommen, ist dies nie ganz der Fall, bei meinen Versuchen war meistens das Max_2 ein wenig höher als Max_1, doch kam auch das Umgekehrte vor, jedenfalls sind aber die Differenzen zu gering und zu sehr veränderlich, als dass man darin andere als secundäre Einflüsse (Inhomogenitäten u. A.) vermuthen sollte. Hingegen ändert sich das Curvenbild wesentlich, wenn man mit einer höheren Feldstärke vorher etwa in der Lage $\varphi = 0^0$ magnetisirt. Dann hebt sich das Max_1, während Max_2 sich senkt, bei wachsender Anfangsmagnetisirung verschwindet erst das Min_2, dann auch das Min_1 (und Max_2), schliesslich geht die ganze l-Curve in eine langgestreckte, schmale Doppelschleife über, die sich mehr und mehr einer einfachen cos-Linie nähert, wie diese sich genau ergeben würde, wenn das remanente Feld des Elektromagneten streng = 0 würde. Ich habe alle diese Übergangsformen in einer Anzahl von Vorversuchen mehr oder weniger

[1] wenn + einem Anwachsen, — einem Abnehmen von l entspricht.

Digitized by Google

ausführlich ausgemessen, kann aber auf die Mittheilung dieser Messungen hier verzichten, da principiell nichts Neues dabei gefunden wurde.

Nur folgende beiden Punkte seien noch ausdrücklich hervorgehoben:

1. Die Curven für einen vollständigen Cyklus mit dem Anfangs- und Endpunkt 0^0 oder 180^0 (Max) schliessen sich stets um so genauer zu einem geschlossenen Zuge zusammen. je besser die betreffenden Messungsreihen waren, d. h. je besser die Ruhelage des Galvanometers war.

2. Mit demselben Grade der Annäherung gehen sämmtliche Curven durch den Schnittpunkt beider Hauptcurven ($\varphi = 90^0$), wie sich dies daraus ergiebt, dass hier die Ordinate in jedem Falle $= \bar{\gamma}$, also von dem etwa noch vorhandenen β-Werthe unabhängig sein muss.

Die eigentlichen Messungen zerfallen nun in zwei Theile. Zuerst wurden im Falle der niedrigsten Feldstärke ($F_r = 7$ mm) die Hauptcurven und eine Anzahl Nebencurven genau festgelegt (drei Beobachtungsreihen) und dazu noch einige directe Messungen der in den verschiedenen Lagen φ beim Aufhören des Feldes remanent bleibenden Momente β_r ausgeführt. Diese Messungen wurden mit der ursprünglichen, bedeutend empfindlicheren Anordnung ausgeführt; dass l dabei nicht seinem absoluten Werthe nach, sondern nur in Differenzen ($l_0 - l_\varphi$ etwa) erhalten wird, thut der Verwerthung keinen Eintrag. Sodann wurden diese selben Hauptcurven mit der neuen Anordnung (l auch absolut) ausgemessen, und darauf die Feldstärke nacheinander auf F = 19, 60, 120, 360, 710 und 863 mm gesteigert. Beobachtet wurden hier nur die betreffenden Hauptcurven, und zwar besonders in der Umgebung der Stelle $\varphi = 90^0$ (um $\bar{\gamma}$ möglichst genau zu erhalten).

Was die Genauigkeit dieser Beobachtungen anbelangt, so sind die Zahlen zunächst wegen der Torsion des Galvanometerfadens corrigirt (s. o.). Sodann schliessen sich nicht in allen Fällen die so bestimmten Cyklen genau zusammen. Um daher einen geschlossenen Curvenzug zu erhalten, habe ich an einigen der grösseren Zahlen in diesen Fällen eine Correctur von 1, höchstens 2 mm angebracht, welche innerhalb der Grenze der Versuchsfehler liegt.

Beispielsweise ergab einer der Vorversuche:

Digitized by Google

	Drehung	Ausschlag
$F_r = 7$ mm:	$Max_1 \rightarrow Min_1$: — 412 mm;	$Min_1 \rightarrow Max_2$: + 181 mm.
	$Max_2 \rightarrow Min_2$: — 60 „ ;	$Min_2 \rightarrow Max_1$: + 289 „
	Summe: — 472 mm;	+ 470 mm.

Hier würde man demnach vielleicht — 411 und + 290 schreiben, um den Curvenzug zu schliessen. Grösser als 1 oder 2 mm sind die Versuchsfehler nur in wenigen Fällen bei grossen Zahlen. In der Curvenzeichnung macht sich dies dann aber sofort bemerkbar, und man kann so auf graphischem Wege nöthigenfalls immer die wirklichen Werthe mit ziemlicher Sicherheit ermitteln. Die in den Tabellen angeführten Zahlen sind meistens die Mittel aus mehreren Messungen, ein Beispiel für die Grösse der dabei vorkommenden Abweichungen mag hier genügen: $Max_1 \rightarrow Min_1$: — 278, 279, 278, 279, 280, 280 mm (Mittel 279). So werden die Hauptcurven im Allgemeinen bis auf 1 mm genau sein, da ich hier meistens die Differenzen der $l_{(\varphi)}$ gegen eine feste Anfangslage (l_0 oder l_{180}) gemessen habe. Bei den Nebencurven kostet eine solche Messungsweise zu viel Zeit, ich habe deshalb hier meist die Differenzen der l von 5° zu 5° (oder 10° zu 10°) ermittelt und nur, um die Fehler sich nicht summiren zu lassen, für grössere Abschnitte zwischendurch eine Controlbestimmung eingeschaltet. Über ein Min (einer Hauptcurve oder Nebencurve) hinweg habe ich nicht gemessen, da das Trägheitsmoment der Galvanometernadel zu gering ist, als dass man hier noch den Ausschlag proportional mit dem Zeitintegral der Änderung von l ansetzen könnte.

Aus den erhaltenen Zahlen lassen sich nun allgemein folgende Schlüsse ziehen:

1. Die Beobachtungsreihen der zweiten Serie (bei wachsenden Feldern) ergeben die Maximalwerthe $\bar{\beta}$ und $\bar{\gamma}$ für die betreffende Feldstärke ($\bar{\beta} = l_0$ und $\bar{\gamma} = l_{90}$).

Ich habe erhalten:

Tabelle a.

F = 7	19	60	120	360	710	863 mm
$\bar{\beta} = 67$	104	131	$\binom{151}{155}$	187	203	203
$\bar{\gamma} = 2?$	3	6	$\binom{10}{11}$	32	45	— (45?)

Diese Zahlen sind in der untenstehenden Fig. 11 dargestellt. Um auch den Anfang der $\bar{\beta}$-Curve deutlicher als nicht linear hervortreten zu lassen, ist in der Mitte diese noch einmal in 6mal grösserem Maassstab für H gezeichnet. Der letzte Werth von $\bar{\gamma}$ (45) für F = 863 ist nicht direct

Digitized by Google

beobachtet. Da aber die Hauptcurven dieses Versuchs durchaus mit denen des vorigen zusammenfielen, so ist offenbar die Sättigungsgrenze bei F = 710 schon nahezu erreicht und daher $\bar{\gamma}$ für F = 863 jedenfalls nicht erheblich (mehr) grösser als für F = 710. Für die niedrigeren Feldstärken wird man, wie der Anblick der $\bar{\gamma}$-Curve lehrt, ohne allzu grosse Fehler

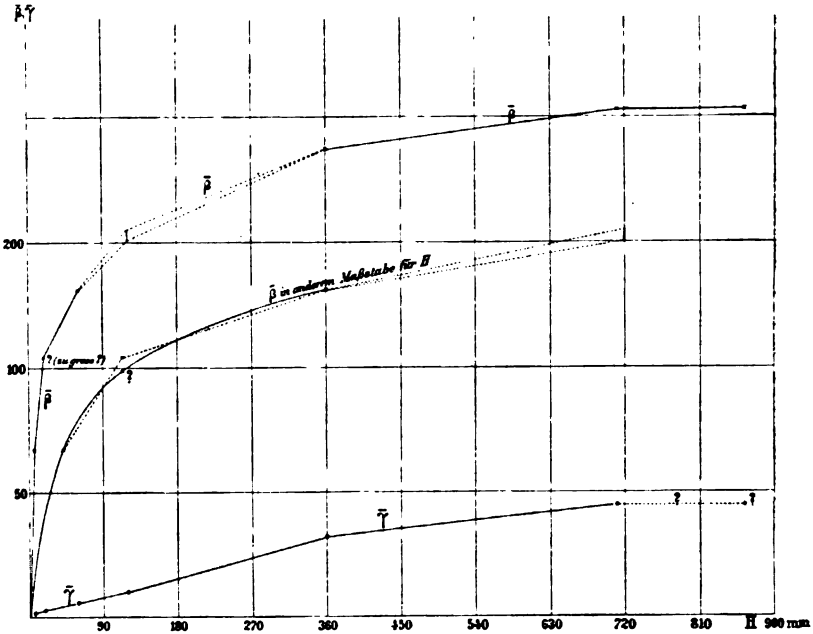


Fig. 11. Ilmenit: $\bar{\beta}$ und $\bar{\gamma}$ als Functionen von H.

γ mit c proportional setzen dürfen, zumal die beiden Anfangswerthe wahrscheinlich etwas zu gross sind, und γ ausserdem verhältnissmässig klein ist. (Über β s. u.)

2. Hinreichende Genauigkeit vorausgesetzt, müssen die Beobachtungsreihen[1] aber zunächst für die Hauptcurven auch diejenigen Werthe β_r ergeben, welche remanent bleiben, wenn man in der Lage $\varphi = 0^0$ oder 180^0 das Feld zu Null macht. Wegen der Unabhängigkeit der Componenten β und γ von einander sind dies nämlich dieselben Werthe, welche β in der zweiten Hanptlage ($\varphi = 90^0$) hat, und die positiv oder negativ

[1] auch die bei niedrigen Feldern beobachteten Differenzen der l.

Digitized by Google

sind, je nachdem wir in diese Hauptlage von Max_1 oder Max_2 aus hineingehen. Denn es ist für β gleichgültig, ob man durch Drehung in die zweite Hauptlage b allein zu Null macht oder H selbst zu Null werden lässt. Die Werthe β_r in der Lage $\varphi = 90^0$ aber lassen sich nun aus den l-Curven in folgender Weise finden:

Wir schreiben, indem wir $\gamma = kc = kH \sin\varphi = \bar{\gamma} \sin\varphi$ setzen

$$l = \beta \cos\varphi + \bar{\gamma} \sin^2\varphi$$

$$\text{oder } l - \bar{\gamma} = \beta \cos\varphi - \bar{\gamma} \cos^2\varphi$$

$$\text{so wird } \frac{l - \bar{\gamma}}{\cos\varphi} = \beta - \bar{\gamma} \cos\varphi.$$

Die Grösse $\beta - \bar{\gamma} \cos\varphi = B$ soll fortan als Hilfsgrösse geführt werden. Ihre Einführung hat den Vorzug, dass dadurch auch die Formeln von den absoluten Werthen von l unabhängig werden. $l - \bar{\gamma}$ nämlich lässt sich dadurch mit hinreichender Genauigkeit an Stelle der Differenzen $l_0 - l$ oder $l_{180} - l$ einführen, dass man den Schnittpunkt beider beobachteter l-Curven möglichst genau graphisch bestimmt und so $l_0 - \bar{\gamma}$ bezw. $l_{180} - \bar{\gamma}$ erhält. Dann ist $l - \bar{\gamma}$ als Differenz zwischen dieser ein für alle Mal gefundenen Grösse $l_0 - \bar{\gamma}$ und der beobachteten: $l_0 - l$ gegeben. Wir können B als ein angenähertes β betrachten, welches nur noch um das sehr kleine Glied $\bar{\gamma} \cos\varphi$ zu corrigiren wäre. Für alle wesentlichen Schlüsse ist aber die Kenntniss von β selber durchaus entbehrlich, und wir sind somit auch von dem nur schlecht genau bestimmbaren Gliede $\bar{\gamma} \cos\varphi$ ganz unabhängig. (Die Minimumsbedingung für l nimmt übrigens jetzt die einfache Form $\frac{dB}{d\varphi} = B \operatorname{tg}\varphi$ an.)

Nun ist zunächst $\beta_r = B_r$ (für $\varphi = 90^0$), da $\bar{\gamma} \cos\varphi$ in der zweiten Hauptlage $= 0$ ist. Der Quotient $B = \frac{l - \bar{\gamma}}{\cos\varphi}$ nimmt an dieser Stelle den Werth $\frac{0}{0}$ an, und somit wird

$$B_r = \lim_{\varphi = 90^0} B = \left(\frac{\frac{d(l - \bar{\gamma})}{d\varphi}}{-\sin\varphi} \right)_{\varphi = 90^0} = -\left(\frac{dl}{d\varphi} \right)_{\varphi = 90^0}$$

(wobei aber φ für den Diff.-Quotienten im Bogenmaass zu

Digitized by Google

nehmen ist). Mit anderen Worten: Man braucht nur an der Stelle $\varphi = 90$ an die beobachtete Hauptcurve eine Tangente zu legen, um so aus deren Neigung den Werth $\beta_r = B_r$ zu erhalten. Ebenso sieht man nun ohne Weiteres, dass die entsprechende Tangente der N.-C. I oder II (φ_a) im Punkte $\varphi = 90^0$ denjenigen Werth β_r ergeben muss, welcher remanent bleiben würde, wenn man nach der Drehung bis φ_a das Feld zu Null werden liesse. Wie über Erwarten genau diese Bestimmung wird, soll unten an Zahlen gezeigt werden, wenigstens gilt dies bei niederen Feldstärken. Bei höheren rückt das Minimum der Hauptcurve zu nahe an den Schnittpunkt heran, so dass die Tangentenconstruction sehr unbestimmt wird. Man wird daher, da die Werthe β_r ein gewisses Interesse haben, hier zweckmässiger eine directe Bestimmung derselben versuchen. Ich habe diese, allerdings gerade nur für die niedrigste Feldstärke, dadurch ausgeführt, dass ich die Spulen sammt dem Krystall in der oben besprochenen Schlittenvorrichtung zwischen den Feldpolen herauszog und draussen den Apparat, so gut es ging, befestigte. Dann wird das // (0001) noch remanente Moment gemessen durch eine ($\frac{1}{2}$) Umdrehung $\varphi = 0^0 \rightarrow 180^0$, und zwar ist die erhaltene Zahl $= 2\beta_r$ (im selben Maassstab, wie früher die l-Differenzen gemessen wurden).

Diese Messungen lassen übrigens auch noch einige andere Verwerthungen zu. Einmal kann man mit ihrer Hilfe die Homogenität der Magnetisirung prüfen. Bestimmt man nämlich zunächst β_r und dreht dann draussen die Scheibe von etwa 10^0 zu 10^0, so müssen die erhaltenen Ausschläge sich durch ein cos-Gesetz darstellen lassen. Da sich dies mit grosser Präcision als möglich erweist, so folgt aber nicht nur jene Homogenität, sondern zweitens auch, dass man thatsächlich mit Sicherheit aus den Ausschlägen des Galvanometers auf proportionale Änderungen von l schliessen darf. Endlich aber — und darin besteht der Hauptwerth dieser Messungen — kann man so am leichtesten und genauesten den Fehler bestimmen, mit welchem die Lage der Maxima von l (also φ) behaftet ist. Da diese nämlich sehr flach sind, so sind sie kaum genauer als bis auf 5^0 genau bestimmbar. Nun macht eine nicht genaue Anfangslage zwar für den wirklichen Verlauf der Curven so

Digitized by Google

gut wie nichts aus, wohl aber für die Berechnungen anderer Grössen aus den erhaltenen Zahlen, da schon kleine Fehler von φ für $\cos\varphi$ in der Nähe von 90° sehr grosse Unterschiede ergeben. Eben aus diesem Grunde muss nun der Fehler von φ ziemlich genau angesetzt sein, wenn jene Zahlen für die Einzeldrehungen sich durch $\beta_r(\cos\varphi_l - \cos\varphi_k)$ darstellen lassen sollen.

Als Beispiel sei gegeben:

Vor dem Elektromagneten: $Max_1 \rightarrow Max_2$, d. h. $\varphi = 0^0 \rightarrow 180^0$: — 382 mm, d. h. $\beta_r = 191$.

Tabelle b.

Drehung:	0° → 15°	30°	45°	60°	75°	90°	105°	120°	135°	... 180°
Beob. Ausschlag:	7,5	26	57	98	145	194	244	290	328	382 mm
Berechnet:	7,4	27,3	58,3	98,4	146	194	244	290	328	382 „

unter Annahme eines Fehlers $\delta\varphi = 1^0$.

Ich habe mehrere solcher Messungsreihen ausgeführt und stets die gleiche vorzügliche Übereinstimmung erhalten. (Eine Correctur für φ ergiebt sich natürlich auch dadurch, dass man die Abscisse des Schnittpunktes der beobachteten l-Curven möglichst genau graphisch bestimmt; der hierbei erhaltene Fehlerwerth betrug auch etwa 1° und ich habe daher für die drei Reihen mit $F_r = 7$ diesen Werth zu Grunde gelegt.)

Wir gehen nunmehr zu den Beobachtungen im Einzelnen über. Die erste Versuchsreihe mit $F_r = 7$ gab:

I. H.-C.		Ausschlag	II. H.-C.		Ausschlag
Theilkreis 215° →	225° :	— 4	Max_1 :	215° :	+ 283
	235° :	— 15	Von 275° →	270° :	+ 10
			276° →	275° :	+ 1
			Min_2 ca.	276° :	— 284
				315° :	— 181,5
	325° :	— 276			
Min_1 :	330° :	— 279		330° :	— 129
Von 330° →	335° :	+ 10			
	340° :	+ 48			
Max_2 :	35° :	+ 280	Max_2 35° →	0° :	— 40,5

Digitized by Google

Tabelle 1.

	I. H.-C.				II. H.-C.		
φ	$l-\bar{\gamma}$	B	β_r	$l-\bar{\gamma}$ berechn.	$l-\bar{\gamma}$	B	β_r
1°	+ 220	+ 220		*220*	+ 220	+ 220	+ 188
11	216	220		*216,4*	—	—	—
21	205	220		*204,9*	—	—	—
31	187	218		*188,1*	—	—	—
41	163	216		*164,7*	—	—	—
46	—	—		—	+ 38	+ 54,7	+ 26,6
51	135	214		*135,1*	— 12	— 19	— 45,5
56	—	—		—	— 52	— 93	— 118
61	102	210	188	*102*	— 62	{— 128 (131)}	— 154
62	—	—		—	— 63	— 134	— 156
66	—	—		—	— 61	{— 150 (148)}	— 168,5
71	67 (68)	206		*66,5*	— 51	{— 157 (160)}	— 177,5
76	—	—		—	— 39,5	{— 163 (168)}	— 182?
81	+ 31	+ 198		*31*	—	—	—
86	—	—		—	(— 11)	(— 157?)	?
91	— 5	?	?	—	—	—	—
101	— 34	{+ 178 (174)}	+ 184	—	+ 39,5	{— 207 (201)}	
111	— 56	{+ 156 (154)}	+ 172	—	—	—	
116	— 59 (Min, !)	+ 135	+ 156	—	+ 92	— 210	
121	— 49	+ 95	+ 118	—	—	—	
126	— 11	+ 18,7	+ 44	—	—	—	189
131	+ 42	— 64	— 37,5	—	—	—	
141	+ 121	— 156	— 127	—	—	—	
146	—	—	—	—	+ 180,5	{— 217 (219)}	
161	+ 202	— 213	— 181	—	—	—	
181	+ 221	— 221	— 189	—	+ 221	— 221	

Zugehörige Nebencurven s. u. Die eingeklammerten B-Zahlwerthe sind nach der Curve corrigirt.

Digitized by Google

Aus der graphischen Bestimmung des Schnittpunktes ergab sich: $l_0 - \bar{\gamma} = 220$. Mit Benützung dieser Zahl und des Fehlers $\delta\varphi = 1^0$ (215^0 des Theilkreises ist $\varphi = 1^0$) habe ich die $l - \bar{\gamma}$ und daraus $\frac{l - \bar{\gamma}}{\cos\varphi} = B$ berechnet. Die Zahlen sind enthalten in der ersten und zweiten Colonne der vorstehenden Tabelle 1 (p. 440).

Die Bedeutung der anderen in dieser Tabelle enthaltenen Grössen soll unten besprochen werden. Die beistehende Curven-

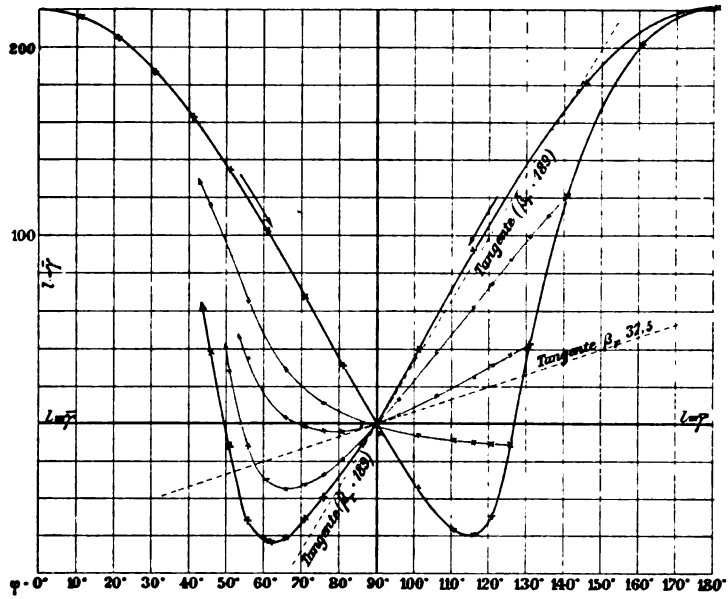


Fig. 12. (Tab. 1 und 4.) Ilmenit: Longitudinales Moment bei $F_r = 7$ mm. (H. = ca. 40 C. G. S.)

zeichnung (Fig. 12, 13) veranschaulicht den Verlauf von l und B (die schwarzen Kreuze bezeichnen die in der Tabelle enthaltenen Beobachtungszahlen). Die Curven B sind so construirt, dass die Ordinaten OB_1 und OB_2 bezw. = 188 und 189 werden, da dies die Werthe β_r (B_r) sind, welche sich einerseits durch directe Bestimmung mittelst der oben auseinandergesetzten Methode, andererseits durch Tangentenconstruction (vergl. Fig. 12) ergeben, und welche ferner am besten zu dem unten zu besprechenden Ansatz passen. Wie man sieht, passt sich

Digitized by Google

die B-Curve diesen Werthen allen recht gut an, ausser an der Stelle $\varphi = 90^0$ für die II. Hauptcurve. Dies ist aber nicht verwunderlich, da hier die Division der sehr kleinen Werthe $l - \bar{\gamma}$ durch die gleichfalls sehr kleinen $\cos \varphi$ natürlich die Fehler ins Ungemessene steigert. Berechnet man umgekehrt aus den

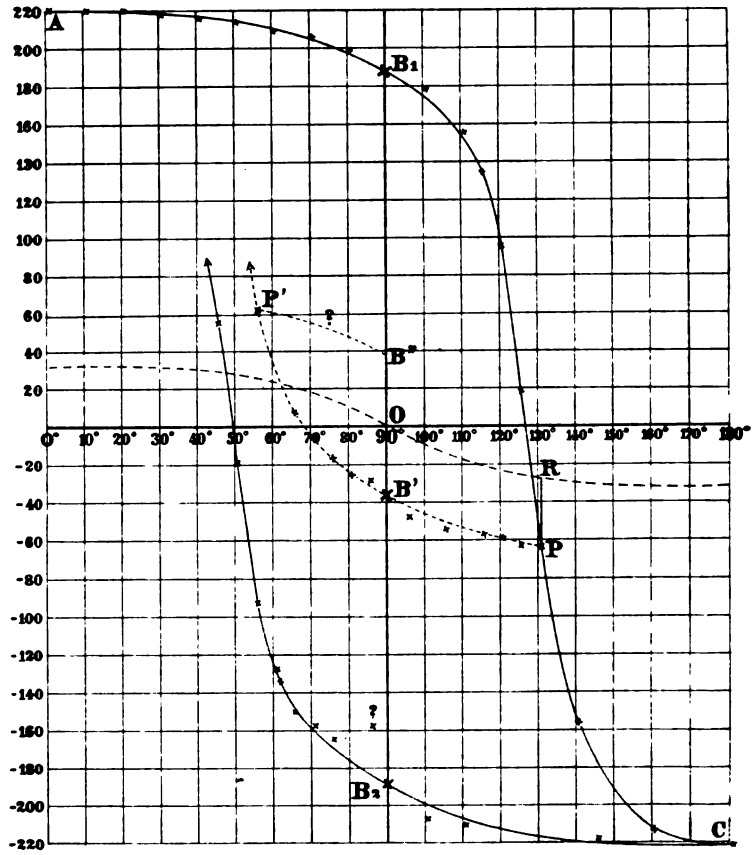


Fig. 13. (Tab. 1 und 4.) Ilmenit: $B = \frac{l - \bar{\gamma}}{\cos \varphi} = \beta - \bar{\gamma} \cos \varphi$.

zu den betreffenden Winkeln gehörigen Ordinaten der B-Curve die $l - \bar{\gamma}$, so erhält man Zahlen, die innerhalb der Fehlergrenze mit den beobachteten übereinstimmen. (Eine solche Rechnung ist unten bei der dritten Reihe durchgeführt, s. Tab. 6.)

Die beiden anderen Versuchsreihen gaben für die Hauptcurven völlig entsprechende Zahlen (nur die Empfindlichkeit

Digitized by Google

war etwas verändert), die dritte ist unten in der Haupttabelle enthalten; da ich die zweite nicht weiter verrechnet habe (es war die am wenigsten gute), so kann ich mich darauf beschränken, hier die Beobachtungsdaten direct wiederzugeben.

Tabelle 2.

I. H.-C. Differenzen $l_0 - l$ von 215° (Max_1) bis:

→ 220°	225°	230°	235°	240°	245°	255°	265°	275°	
— 1,5	4	9	15	23	33	55	85	117	(mm Ausschlag)
→ 285°	295°	305°	310°	315°	320°	325°			
— 152	188	222	237	251,5	263,5	271,5			„ „

(Max_1) 215° → 330° (Min_1): **— 274**. Von Min_1 (330°) weiter bis:

→ 335°	340°	345°	350°	355°	5°	15°	35° (Max_2)	
+ 12	51	102	144	179	228	259	**+ 279**	(mm Ausschlag)

II. H.-C. (Max_2) 35° → 305° 290° 285° 280° 277° (Min_2) 275°

— 214 260 272 280 **284** (- → + 2) 282

275° → Max_1 (215°): + 278, also Min_2 → Max_1: **+ 280**.

Nimmt man 281 statt 280, so schliesst sich der Curvenzug.

$\delta\varphi = 1°$, d. h. 215° : $\varphi = 1°$. $\bar{\beta}_0 - \bar{\gamma} = l_0 - l_{90}$ graphisch bestimmt: 217;
$l_{180} - l_{90} = 222$.

Die zugehörigen Nebencurven s. u.

Was nun die Nebencurven anlangt, so habe ich zunächst festgestellt, dass in jedem Falle die N.-C. (φ_a, φ_b) für 1 (demgemäss auch für β und B) bei φ_a wieder zum Ausgangspunkt der N.-C. (φ_a) (1. Ordnung) zurückkehrt, im Übrigen aber von dieser in allen Punkten abweicht (ausser bei $\varphi = 90°$). Zum Beweise sei angeführt eine der Messungsreihen, welche sich an die erste Reihe bezüglich der Hauptcurve und der zugehörigen Nebencurve (s. Tab. 1) anschlossen. Es gab die N.-C. I (161°) die in der ersten Colonne verzeichneten Partialdifferenzen ($l_{(\varphi l)} - l_{(\varphi k)}$) für die angegebenen Winkel, die Rückdrehung aus dem Min dieser N.-C. ($\varphi_b = 62°$), also die N.-C. I (161°, 62°) gab die Partialdifferenzen der zweiten Colonne (von unten nach oben), die abermalige Rückkehr die der dritten. Diese erwies sich als mit der N.-C. I (161°) identisch.

Digitized by Google

Tabelle 3.

$\varphi = 161^0$	—	↑	↓	Summe 28, Controle 27
156		8	— 7	
151	27	12	10	
146		14	11	
141	25	16	12	
136		16	u. s. w.	
131	30	16	s. 1. Col.	
126		17		
121	15	16		
116	16	17		
111	17	15		
106	16	15		
101	18	14		
96	17	14		
91	16	13		
86	17	13		
81	14	11		
76	13	11		
71	12	9		
66	8	9		
62	2	7		
	↓	↑		
Summe	— 263	+ 263		

Ein ganz entsprechendes Bild lieferten andere Nebencurven, wobei allgemein gilt, dass man für 1 einfache Schleifen erhält, wenn die beiden Nebencurven in einem Quadranten verlaufen, Doppelschleifen dagegen, wenn sie über 90° hinausreichen. Der Kreuzungspunkt fällt dann mehr oder minder genau mit dem Schnittpunkt der Hauptcurve zusammen.

Wie genau überhaupt die Convergenz sämmtlicher (l)-Nebencurven in diesem Punkte statthat, sieht man an den Nebencurven der ersten und dritten Versuchsreihe (s. Fig. 12 Taf. XXI). Die für die zweite Reihe sind minder gut, hier geht die N.-C. I (131°) ziemlich weit unter dem Schnittpunkt der Hauptcurve und der anderen Nebencurven her, wie denn überhaupt diese ganze Reihe schlechtere Zahlen ergab. Wir wollen zunächst die Nebencurven für die erste und zweite Reihe zusammenstellen (die für die dritte Reihe s. u.).

Digitized by Google

Tabelle 4 (Reihe I). Vergl. Tab. 1 und Fig. 12. Über die Bedeutung der angefügten Tabelle s. weiter unten.

φ		$l-\bar{y}$	$l-\bar{y}$	$l-\bar{y}$	$l-\bar{y}$	$l-\bar{y}$ berechnet aus der Formel $(B_r + B')\cos\varphi$, $B' = k_1 H\cos\varphi + k_3 H^3\cos^3\varphi$		
(215°)	1°	220	220	220	220			
	6	—	219	218,5	—			
	11	212	—	—	218			
	16	206	209	182	200			
	26	185	158	158	172			
	36	156	153	118	124			
	46	116	104	+ 55	+ 42			
	51	—	—	+ 28	—			
	56	65	+ 35	— 12	— 50			
	61	—	—	— 30	— 60 (Min 62°)			
	66	29	+ 3	— 35	— 59			
	71	—	— 2	— 33	— 51			
	76	+ 11	— 4	— 27	— 39			
	81	—	— 4	— 19	— 26			
	86	0	— 2	— 10	— 12			
	91	—	—	—	+ 5			
	96	—	+ 5	+ 13	21	*— 3,9*	*4,7*	*14*
	101	— 6	—	—	38	*— 6,3*	*9,3*	*26,4*
	106	—	15	38	56	*— 8,0*	*14,4*	*39,1*
	111	— 9	—	—	72	*— 9,3*	*19,8*	*51,9*
	116	— 10	25	62	89	*— 10,1*	*25,6*	*64,9*
	121	— 11	31	74	105	*— 10,7*	*31,2*	*77,4*
	126	— 11	37	87	120	*— 11,1*	*36,7*	*89,3*
	131		+ 42	99	—		*+ 42*	*100,8*
	136			110	150			—
	141			+ 121	—			*+ 121,1*
	146				175			
	161				+ 202			
		N.-C. I (126°), (131°), (141°), (161°)				*N.-C. I (126°), (131°), (141°)*		

Tabelle 5 (Reihe II). Vergl. Tab. 2.

N.-C. I (335° d. T.) d. h. $\varphi = 121°$.

Partialdifferenzen zu je 5° (335 —› 330° etc.): + 6; 6; 6; 8; 8; 9; 10; 10,5; 11; 12; 14; (280° d. T.);

weiter zu je 10° (280° —› 270° etc.): 33,5; 37,5; 33,5; 27; 20; 9 (220°) —› 215°: + 1.

N.-C. I (340°).

Partialdifferenzen zu 5°—280°: — 0,5; — 0,5; 0; + 0,5; + 1; 2; 2,5; 3,5; 5; 5,5; 8; 10;

weiter 280° —› 270°: 34; 270° —› 250°: 90; 250° —› 230°: 50; 230° —› 220°: 11; 220° —› 215°: 1.

Digitized by Google

N.-C. I (345°).

Partialdifferenzen zu 5°—270°: —5,5; 6,5; 6,5; 5,5; 5; 4,5; 4,5; 4,5; 2, —1, 0, +1, 4, 10, 20;

weiter 270° —› 250°: +115; 250° —› 230°: 54; 230° —› 220°: 16; 220° —› 215°: 1.

N.-C. I (350°).

Partialdifferenzen zu 5°—270°: —9; 9; 10; 10; 9; 9; 9; 8; 10; 8; 7; 4,5; —3; +2; 6; 17.

270° —› 215°: +210,5.

Es erhebt sich nun die Frage: Kann man nicht vielleicht auf Grund der Kenntniss der Hauptcurven etwas über den Verlauf der Nebencurven vorhersagen, diese etwa sogar auf Grund gewisser theoretischer Vorstellungen aus jenen berechnen? — Bekanntlich hat das Problem der mathematischen Formulirung der Hysteresiserscheinungen bisher aller Anstrengungen ungeachtet eine zureichende Lösung nicht gefunden. Wären wir im Besitz einer entsprechenden Theorie, so würde ja zweifellos die obige Frage zu bejahen sein, allein auch ohne eine solche scheint es doch mit dem Ilmenit in dieser Hinsicht eine besonders günstige Bewandtniss zu haben.

Schon der scheinbar discontinuirliche Übergang der verschiedenen Curven ineinander lässt vermuthen, dass es sich hier vielleicht um verhältnissmässig einfachere Gesetze handelt (im Vergleich zu den nicht krystallisirten ferromagnetischen Substanzen). Wir wollen uns indessen streng auf das Thatsächliche beschränken und damit beginnen, den Verlauf von B auf einer Nebencurve, z. B. der N.-C. I (131°) der ersten Versuchsreihe festzustellen. Tabelle 4 enthält die betreffenden $l - \bar{\gamma}$. Durch Division mit $\cos\varphi$ ergiebt sich für

$\varphi =$	131°	126°	121°	116°	111°	106°	101°	96°	91°	86°	81°
B =	—64;	63;	59,2;	57;	—	54,5;	—	47,9;	—	28,6;	25,6;

$\varphi =$ 76° 71° 66° 56° u. s. w.
B = 16,5; —6,1; +7,4; 62,5 u. s. w.

Diese Werthe sind durch die schwarzen Kreuze der Fig. 13 (längs PB′P′) markirt. (Die um $\varphi = 90°$ herumliegenden sind natürlich wieder ziemlich unzuverlässig wegen der Kleinheit von $l - \bar{\gamma}$ und $\cos\varphi$. Man muss sich sogar wundern, dass die Punkte nicht noch weiter auseinanderfallen.) Der Schnittpunkt B′ ist so gewählt worden, dass OB′ den-

Digitized by Google

jenigen Werth β_r repräsentirt, welcher aus der Curventangente (s. Fig. 12) folgt (β_r etwa = 36—37). Danach ist die Curve P B′ ungefähr als die wirkliche B-Curve anzusehen, berechnet man aus ihr rückwärts $1 - \bar{\gamma}$, so stimmen diese Werthe mit den beobachteten bis auf $\pm \frac{1}{2}$ mm überein.

Nun fällt an dieser Curve P B′ eine starke Ähnlichkeit mit dem entsprechenden Stück der unterhalb liegenden II. Hauptcurve in die Augen; thatsächlich ist sie so gezeichnet worden, dass die beiden Stücke congruent sind. Zu dieser Consequenz führt nun eine mir von Herrn Geh. Reg.-Rath Prof. Voigt ausgesprochene Vermuthung bezüglich der Möglichkeit eines mathematischen Ansatzes für den Verlauf von β (oder B). Ausgehend von diesem Ansatz habe ich deshalb untersucht, inwieweit die durch ihn geforderte Congruenz der Curvenstücke P B′ der B-Nebencurven mit dem entsprechenden Stück der Hauptcurven thatsächlich erfüllt ist, und bei sämmtlichen Nebencurven in der That diese Congruenz um so genauer gültig gefunden, je besser die betreffenden Messungsreihen waren. Man vergleiche die in dem Anhang zu Tabelle 4 verzeichneten drei auf diese Weise berechneten (l-)Nebencurven mit den beobachteten. Noch viel besser ist die Übereinstimmung bei den Nebencurven der dritten Messungsreihe (s. d. u.). Hieraus lässt sich nun rückwärts jener Ansatz ableiten. Zu dem Ende setzen wir die beiden Stücke AB_1 und CB_2 der beiden Hauptcurven, welche bei symmetrischen Beobachtungsreihen einander selbstredend congruent sind, in der Mitte der Fig. 13 zu einem geschlossenen durch O gehenden Curvenzuge aneinander (s. die gestrichelte Curve). Dann ist jede Nebencurve PB' einfach eine Parallelverschiebung des entsprechenden Stückes O R der B′-Curve, wie wir einstweilen diese gestrichelte Curve nennen wollen, und zwar um dasjenige Stück P R = O B′, welches den Remanenzwerth β_r des Punktes P darstellt. Denn eben dies O B′ = β_r würde remanent bleiben, wenn wir nach der Drehung in die Lage P (hier $\varphi = 131^0$) das Feld zu Null machen, da es ja einerlei ist, ob wir dies direct ausführen oder erst durch die Rückdrehung ($131^0 \rightarrow 90^0$) die Componente b von H allein und dann erst H = c zum Verschwinden bringen. Anders ausgedrückt heisst das nun: das β_r (= B_r) des Punktes $P_{(\varphi)}$

Digitized by Google

ist die Differenz zwischen der Ordinate B von P und der Ordinate B′ von R (der gestrichelten Curve) an derselben Stelle φ oder: $B = B_r + B'$ $(\beta_r + B')$, d. h.:

B (und somit auch β) lässt sich für die Hauptcurven und die bis 90° reichenden Stücke der Nebencurven 1. Ordnung in zwei Theile β_r und B′ (β') zerlegen, von denen der erste das im ersten Quadranten der Hauptcurve constante, im zweiten für jeden Drehungswinkel φ eindeutig physikalisch definirte „remanente Moment" darstellt, der andere eine eindeutige Function von φ ist, welche die Form $B' = K_1 H \cos\varphi + k_3 H^3 \cos^3\varphi + \ldots$ haben muss, und welche als „variabler Antheil" kurzweg bezeichnet werden kann.

Für β' wäre zu setzen: $k_1 H \cos\varphi + k_3 H^3 \cos^3\varphi + \ldots$ und somit, wenn $\bar{\gamma} = k_2 H$ ist $(B = \beta - \bar{\gamma}\cos\varphi)$,

$$B' = (k_1 H - k_2 H)\cos\varphi + k_3 H^3 \cos^3\varphi + \ldots \quad (K_1 = k_1 - k_2)$$

Hiernach nimmt $1 - \bar{\gamma}$ die Gestalt an:

$$1 - \bar{\gamma} = (B_r + B')\cos\varphi$$
$$= \beta_r \cos\varphi + (k_1 H - k_2 H)\cos^2\varphi + k_3 H^3 \cos^4\varphi + \ldots$$

wo β_r im ersten Quadranten constant, im zweiten variabel und aus den Beobachtungen zu berechnen ist. Dies ist der oben erwähnte Ansatz, in welchem natürlich statt der Potenzen von $\cos\varphi$ auch die Vielfachen von φ eingeführt werden können. Erfahrungsgemäss genügt die zweite Näherung, wie die obigen Formeln sie enthalten, zur Darstellung der Beobachtungen bei niederen Feldern.

Um die Werthe β_r für die einzelnen φ des zweiten (bezw. ersten) Quadranten zu erhalten, braucht man, wie erwähnt, nur die Differenzen der Ordinaten der B- und der B′-Curve bestimmen, und ist dabei sogar von jeder algebraischen Interpolation überhaupt unabhängig. Die für die erste Reihe so erhaltenen Werthe β_r sind die in der dritten Colonne der Tabelle 1 verzeichneten. Was die Constanten der Interpolationsformel für B′ anlangt, so fallen die Werthe etwas verschieden aus, je nachdem man die Berechnung auf die Grössen $1 - \bar{\gamma}$ oder $\frac{1-\bar{\gamma}}{\cos\varphi} = B$ stützt, also die Originalcurven (12) oder

Digitized by Google

die abgeleiteten (13) möglichst zu approximiren verlangt. Die Berechnung aus $\frac{1-\bar{\gamma}}{\cos\varphi}$ gab im Falle der ersten Reihe:

$$K_1 H = k_1 H - k_2 H = 50{,}4, \quad k_3 H^3 = -18{,}4,$$

aus $1-\bar{\gamma}$ selbst dagegen:

$$K_1 H = 44{,}6, \quad k_3 H^3 = -12{,}6.$$

Hierzu kommen $\overline{\beta_{r\,I}} = 188$ und $\overline{\beta_{r\,II}} = 189$, so dass für $\varphi = 0$: $1-\bar{\gamma} = (\beta_r + B')\cos\varphi = 188 + 50{,}4 - 18{,}4 = 220$ wird (u. s. w.), wie oben angegeben. Dass aber auch mit den aus $B_{(\varphi)}$ berechneten Constanten die Berechnung der $1-\bar{\gamma}$ eine befriedigende Übereinstimmung mit der Beobachtung ergiebt, ersieht man aus den in der 4. Colonne von Tabelle 1 verzeichneten, mit Hilfe von $K_1 H = 50{,}4$ und $k_3 H^3 = -18{,}4$ ($\overline{\beta_r} = 188$) berechneten Werthen von $1-\bar{\gamma}$.

Ob nun den Constanten k eine andere Bedeutung als die blosser Interpolationsgrössen zukommt, das lässt sich einstweilen nicht entscheiden. Zunächst müsste erst einmal festgestellt werden, auf welchen Curven B verläuft, falls 1 eine Nebencurve 2. Ordnung beschreibt, insbesondere ob auch hier die betreffenden Curvenstücke (P′B″) bis 90° der B′-Curve wieder congruent sind. Unmöglich wäre das gerade nicht, indessen wird es fraglich, was man dann unter $B - B'$ zu verstehen hätte. Die Behauptung, diese Differenz sei wieder das β_r für den betreffenden Umkehrwinkel (φ_b) und die ins Auge gefasste Nebencurve 1. Ordnung, z. B. N.-C. I (131°), wo jetzt $\varphi_b < 90^0$ ist, führt zu der Consequenz, dass für eine N.-C. I (90^0, φ_b) das zugehörige β_r von dem Werthe $\overline{\beta_{r\,I}}$ der I. Hauptcurve verschieden sein müsste, da zweifellos die Rückdrehung im ersten Quadranten also N.-C. I (90°) und ebenso die abermalige Rückdrehung von ($\varphi_b < 90^0$) $\rightarrow 90^0$ zwei von der I. Hauptcurve unterschiedene Curven liefert.

Die wenigen ausgemessenen Nebencurven 2. Ordnung sind zu ungünstig gelegen, als dass man aus ihnen Schlüsse ziehen könnte (sie sollten nur zu dem oben erwähnten Nachweis dienen, dass die Anfangspunkte der Nebencurven 1. Ordnung wieder erreicht werden). Auch das spricht ferner gegen eine Überschätzung der gewonnenen Resultate, dass im Falle der besten Messungsreihe (III) die beiden Hauptcurvenstücke I

Digitized by Google

($0^0 \rightarrow 90^0$) und II ($180^0 \rightarrow 90^0$) voneinander etwas abweichen, so dass man eine bessere Approximation an die Beobachtung erhält, wenn man zwei (bezw. bei verschiedener Berechnung vier) Constantenpaare einführt, also für jede Hauptcurve ein besonderes, als wenn man mit einem mittleren Werthepaare die B′-Curve construirt.

Für die (B-)Nebencurve (PB′ der Fig. 13) sind dann diejenigen Werthe der Constanten die besten, welche sich auf die im gleichen Sinne durchlaufene Hauptcurve beziehen.

Die Constantenwerthe für die dritte Reihe, die nunmehr vollständig mitgetheilt werden soll, waren

$$\overline{\beta_{r\,I}} = 171 \qquad \overline{\beta_{r\,II}} = 172.$$

I. H.-C. $K_1 H = 30{,}8$, $k_3 H^3 = -7{,}3$ (übereinstimmend berechnet aus $l - \bar{\gamma}$ und B).

II. H.-C. $K_1 H = 40{,}4$ aus $l - \bar{\gamma}$; 40,6 aus den hieraus berechneten Werthen B und 39,6 aus den nach der B-Curve corrigirten B-Werthen.

$k_3 H^3$ entsprechend: $-11{,}9$; $-12{,}1$; $-11{,}1$.

Mittel für II. H.-C. $K_1 H = 40{,}2$, $k_3 H^3 = -11{,}7$.

Die Tabellen 6 a, b, c enthalten für die I. und II. Hauptcurve und für die Nebencurven I (121^0), (126^0), (131^0), (146^0) die beobachteten $l - \bar{\gamma}$ ($l_0 - \bar{\gamma} = 194{,}5$ graphisch gefunden). Aus diesen sind durch Division mit $\cos\varphi$ die B der resp. dritten Colonnen berechnet. Diese Werthereihen sind durch die schwarzen Kreuze auf den beiden beigefügten Curventafeln XXI und XXII angemerkt. Die B-Curve ist dann so gezeichnet worden, dass sie sich nach Möglichkeit den Punkten der Beobachtungen anschliesst. Die dadurch erhaltene Correction der B-Werthe ist neben diesen vermerkt (wo überhaupt eine solche vorliegt). Der erste Quadrant der I. Hauptcurve und der zweite der II. Hauptcurve, um $\overline{\beta_{r\,I}} = 171$ bezw. $\overline{\beta_{r\,II}} = 172$ parallel mit sich verschoben und jedesmal in den anderen Quadranten symmetrisch fortgesetzt, ergeben die beiden in der Mitte der Taf XXII verzeichneten B′-Curven, zu denen die zugehörigen Zahlwerthe in der 6. Colonne der betreffenden Hauptcurve vermerkt sind. Nur äusserst wenig hiervon abweichend verläuft die algebraisch interpolirte B′-Curve; in der Tabelle habe ich dieselbe (cursiv) für den ersten

Digitized by Google

Tabelle 6a.

φ	Erste Hauptcurve						
	$l-\bar{y}$ beob.	$l-\bar{y}$ ber. a. d. Curve *Formel*	B beob.	B corr.	β_r	B' Curve	*B' Formel*
1°	194,5	194,5 *194,5*	194,5	(194,5)		23,5	*23,5*
11	191,5	191 *191*	195	(194)		23	*23,4*
16	—	—	—	—		23	—
26	—	—	—	—		22	*22,4*
31	164	164 *165*	191	(192)		21	*21,8*
36	↓	—	—	—		20,5	*21*
41		—	—	—		19,5	—
46		—	—	—		18,5	*19*
51		—	—	—		17	—
56	↓	—	—	—	171	16	*16*
61	90,5	89,3 *89,9*	187	(185)		14	*14,2*
(63)	—	—	—	—		13,5	—
66	—	—	—	—		12,5	*11,9*
71	—	—	—	—		10,5	—
76	42,5	43,4 *43,2*	175	(179)		8	*7,4*
81	27,5	27,7 *27,5*	176	(177)		6	*4,9*
86	+12,5	12,1 *12,1*	+179	(174)		+3	*2,2*
91°	− 4,5	—	?	?	?	−1	—
96	−17,5	—	+167	(166)	+171?	4	—
101	−31,5	—	165	+(161)	169	7	—
106	−42,5	—	154	—	165	9,5	—
116	−51,5	—	117	—	132,5	13	—
121	−39,5	—	76,6	—	94,1	15	—
126	− 3,5	—	+ 6	—	+ 25,5	16,5	—
131	+42,5	—	− 64,7	—	− 43,7	18	—
136	80,5	—	112	—	− 90	19	—
146	137,5	—	166	—	141	21	—
156	171,5	—	187	−(188)	162	22	—
166	192,5	—	198	(197,5)	169,5	23	—
181	200,5	—	−200,5	−(200,5)	−172	−23,5	—

Digitized by Google

Tabelle 6b.

φ	Zweite Hauptcurve					
	$l - \bar{y}$ beob.	$l - \bar{y}$ ber. a. d. Curve *Formel*	B beob.	B corr.	β_r	B' Curve
1°	194,5	—	194,5	(194,5)	171	28,5
11	—	—	—	—	—	28
16	179,5	—	187	—	164	28
26	153	—	170	—	148	26
31	—	—	—	—	—	25,5
36	109,5	—	135,5	—	115	24,5
41	78,5	—	104	—	84,5	23
46	+ 37,5	—	+ 54	—	+ 35,5	22
51	— 10,5	—	— 16,7	—	— 33,7	20,5
56	— 46,5	—	— 83	—	— 99	19
61	— 57,5	—	119	(120)	134	17
(63)	— 59,5	—	131	(130)	143,5	16
66	— 56,5	—	139	(138)	150,5	15
71	—	—	—	—	—	12
76	— 37,5	—	155	(157)	165	10
81	— 25,5	—	163	(163,5)	169,5	7
86	— 11,5	—	— 165	(168,5)	171,5	3,5
91°	+ 3,5	3 *3*	?	—		— 1
96	18,5	18,5 *18,4*	— 177	—		5
101	—	—	—	—		8
106	—	—	—	—		11
116	+ 82,5	82,2 *82,6*	188	(187,5)		15,5
121	↑	—	—	—	— 172	17,5
126	↑	—	—	—		19,5
131	↑	—	—	—		21
136	↑	—	—	—		22
146	↑	—	—	—		25
156	↑	—	—	—		26
166	↑	—	—	—		28
181	+ 200,5	200,5 *200,5*	— 200,5	— (200,5)		28,5

Digitized by Google

Tabelle 6c.

φ	Nebencurven.							
	$1-\bar{\gamma}$		$1-\bar{\gamma}$		$1-\bar{\gamma}$		$1-\bar{\gamma}$	
	N.-C. I (121°)		N.-C. I (126°)		N.-C. I (131°)		N.-C. I (146°)	
	Beob.	Ber.	Beob.	Ber.	Beob.	Ber.	Beob.	Ber.
61°	↑	—	↑	—	↑	—	↑	—
(63)	|		|		|		(Min.)	
66	↓	—	↓	—	↓	—	− 40	—
71	+ 35	—	+ 18,5	—	− 4,5	—	− 36	—
					(Min.)			
76	25	—	11,5	—	− 5	—	− 29	—
81	15,5	—	6,5	—	− 4,5	—	− 19,5	—
86	+ 5,5	—	+ 2,5	—	− 2,5	—	− 8,5	—
91°	− 2,5	*− 1,6*	− 0,5	*− 0,4*	+ 0,5	*+ 0,8*	+ 3,5	*+ 2,5*
96	− 9,5	*9,3*	− 2,5	*2,2*	+ 5	*5,1*	16,5	*15,2*
101	↑	*16,5*	↑	*3,4*	↑	*9,9*	↑	*28,4*
106	|	*22,9*	|	*4*	|	*15,1*	42,5	*41,8*
116	↓	*34,5*	− 4,5	*4,4*	25,5	*25,9*	↑	*68,6*
121	− 39,5	*39,5*	—	*4,2*	—	*31,6*	|	*81,6*
126			− 3,5	*− 3,5*	37	*37,2*	|	*94,3*
131					42,5	*+ 42,5*	|	*106,3*
136							↓	*116,8*
146							+ 137,5	*137,7*

Quadranten der I. Hauptcurve der graphisch interpolirten B′-Curve zur Seite gestellt. In der Taf. XXII sind die betreffenden Punkte durch kleine Kreise markirt. Die Zahlen der 2. Colonne jeder Hauptcurve sind die einerseits mit Hilfe der aus der Curve interpolirten B-Werthe, andererseits aus der Formel

$$1-\bar{\gamma} = (\overline{\beta_r} + B') \cos\varphi \quad (B' = K_1 H \cos\varphi + \ldots)$$

berechneten Werthe $1-\bar{\gamma}$, welche ersichtlich von denen der Beobachtung nur innerhalb der Versuchsfehler unterschieden

Digitized by Google

sind. Endlich sind die β_r-Zahlen gewonnen durch Subtraction der aus der Curve corrigirten B-Werthe und der entsprechenden B′-Werthe, welche von der der zugehörigen Nebencurve gleichsinnigen Hauptcurve entnommen sind. Also z. B. der Werth $\beta_r = 94{,}1$ für $\varphi = 121^0$ (der I. Hauptcurve) gleich dem zugehörigen B (76,6) vermindert um das zugehörige B′ der II. Hauptcurve (— 17,5). Die Berechnung der Nebencurven aus dem zugehörigen β_r ist ohne Weiteres verständlich. Die erhaltenen Zahlen sind durch die Kreise in der Taf. XXI markirt, in der noch die beiden Tangenten $\overline{\beta_{r\,I}} = 171$ und $\beta_{r\,I\,(131^0)} =$ rund -44 zur Erhärtung des früher Gesagten gezogen sind.

Das gesammte Curvenbild kann wohl als eine glänzende Bestätigung der gemachten Annahmen bezeichnet werden und ist zugleich ein Beweis davon, wie gross die Präcision dieser Messungen im günstigen Falle sein kann.

Über ein sich aufdrängendes Bedenken wäre noch kurz zu sprechen: Auf zweierlei Weise könnte es möglich sein, dass die wirklichen β_r, d. h. die bei Aufhören des Feldes in der Lage φ thatsächlich remanent bleibenden Antheile doch verschieden von den hier berechneten wären.

Einmal könnte eine nicht zu grosse Abweichung durch die Multiplication mit $\cos\varphi$ (welche Grösse an den in Betracht kommenden Stellen ziemlich klein bleibt) sich in den Versuchsfehlern verstecken. Dem steht entgegen 1. dass eine genauere Rechnung zeigt, dass wesentliche Abweichungen doch in den Werthen $1 - \bar{\gamma}$ zu spüren sein müssten, 2. dass die Tangenten der beobachteten Nebencurven, unabhängig von jeder Theorie construirt, fast genau die berechneten Werthe β_r ergeben. Zum anderen aber könnte eben der aus der Tangente folgende Werth, d. h. der Werth, den B (oder β) in der Lage $\varphi = 90^0$ im Felde wirklich hat, doch verschieden sein von dem, welcher nach Unterbrechung des Feldes oder Herausziehen des Krystalls übrig bliebe. Das würde dann aber nichts Anderes heissen, als dass β von c nicht unabhängig wäre, und man müsste dann verschiedene Werthe β_r erhalten (bei directer Bestimmung), wenn man in verschiedenen Lagen φ zwischen dem Anfangspunkt einer Hauptcurve oder jenseits 90^0 beginnenden Nebencurve herauszieht.

Digitized by Google

Nun ist eine minimale Variabilität dieser Art anscheinend wirklich vorhanden. Ich erhielt nämlich bei directer Bestimmung:

Herausgezogen in $\varphi = 0^0$: Draussen $0^0 \rightarrow 180^0$: -377 mm $= 2\bar{\beta}_r$.
„ „ $\varphi = 86^0$: „ $0^0 \rightarrow 180^0$: -374 „ $= 2\bar{\beta}_r$.

Ebenso für die anderen Hauptcurven (erster Quadrant).

Ebenso erwiesen sich auch die β_r nicht ganz constant, wenn man in verschiedenen Punkten einer Nebencurve (ich untersuchte die N.-C. II (46^0)) auf $\varphi = 90^0$ zugehend herauszieht (hierbei ist es aber nicht unmöglich, dass Fehler anderer Art mitgespielt haben). Jedenfalls sind in dem obigen Falle die Zahlen so wenig voneinander verschieden, dass man versucht ist, zu glauben, es möchten doch auch hier die Versuchsfehler[1] die Schuld tragen, und dass man in praxi von jener Variabilität abzusehen berechtigt sein wird, falls sie überhaupt existirt.

Um so mehr könnte es nun überraschen, dass die Versuche, bei denen diese Zahlen ermittelt wurden, eben jene directen Remanenzmessungen, welche schon oben (p. 427 f.) erwähnt worden sind, β_r-Werthe ergaben, welche von denen der Tab. 6 recht erheblich differiren.

Die betreffenden Versuche schlossen sich an die Reihe III an. Die Empfindlichkeit war etwas grösser, die Zahlen sind daher auf das Maass der Tab. 6 reducirt. Es ergab sich:

I. H.-C.: $\varphi = 0^0$: $\beta_r = 172$; $\varphi = 116^0$: $\beta_r = 140$.
(Tab. 6 giebt: 171; 133.)

II. H.-C.: $\varphi =$	180^0	61^0	56^0	51^0	46^0
Beob.: $\beta_r =$	-171	-122	-84	-16	$+49$ u. s. w.
Ber.: $\beta_r =$	-172	-134	-99	-34	$+36$ u. s. w.

Woher kommt diese Differenz? Die Aufklärung liegt schon darin, dass eine zweite ähnliche Messungsreihe am folgenden Tage wieder andere Zahlen ergab. Es ändert sich also durch längeres Stehenlassen in der einen Maximallage das ganze Curvenbild überhaupt schon ein wenig, und daher sind die Zahlen der directen Bestimmung von vornherein nur oberflächlich mit denen der Tabelle vergleichbar, da zwischen

[1] Z. B. die bei dieser Messung unvermeidlichen Erschütterungen s. a. u.

Digitized by Google

beiden Bestimmungen Zeit verstrichen war. Wesentlicher aber kommt noch folgender Umstand in Betracht: Bei der directen β_r-Messung muss der Apparat nothwendig (durch Losschrauben etc.) kleine unbeabsichtigte Drehungen (Änderungen von φ) bewirken. Da nun an den in Betracht kommenden Stellen B und β_r rapide mit φ steigen oder fallen (s. die Curven), so genügt eine sehr kleine Drehung völlig, um β_r um die Hälfte und noch mehr zu ändern, auch ist es leicht möglich, dass die unvermeidliche Erschütterung die β_r im Sinne der wirkenden b-Componente (hier $+$ b) ändert. Diese Zahlen sind also keine negative Instanz gegen die gemachte Annahme, vielmehr muss die Übereinstimmung der ungefähren Nullpunkte der beobachteten und berechneten β_r sogar noch als weitere Bestätigung des früheren angesehen werden. Für künftige Messungen wird man zweckmässig den Apparat von vornherein auf genauere Winkeltheilung und Herausziehbarkeit einrichten.

Ich will diese Beobachtungen nicht verlassen, ohne ein Curiosum erwähnt zu haben, welches sich bei diesen Remanenzmessungen ergab. Ich versuchte durch Probiren zunächst längs der N.-C. II (46°), dann beliebig abzweigend eine Stelle zu finden, wo β_r wirklich $= 0$ würde, d. h. draussen die Drehung $0° \rightarrow 180°$ keinen Ausschlag mehr ergab. Dies glückte bald, indessen zeigte es sich nun, dass Theildrehungen, etwa $0° \rightarrow 130°$, $130° \rightarrow 180°$ doch wieder abwechselnd einen negativen und positiven Ausschlag ergaben; ebenso $180° \rightarrow 60°$, $60° \rightarrow 0°$ (je ca. 4—5 mm). Diese Erscheinung konnte nur durch Einwirkung eines äusseren Feldes hervorgerufen sein (es waren die I. und II. Hauptcurve en miniature); da der ganze Apparat noch am Holzgestell des Elektromagneten befestigt war, so ist das Feld zweifellos durch die Streuung desselben hervorgerufen worden. Eine rohe Abschätzung ergab, dass es jedenfalls $< \frac{1}{5}\frac{1}{0}$ des zwischen den Polen vorhandenen Feldes ($F_r = 7$ mm, d. h. ca. 40 C. G. S.) war. Somit zeigt der Ilmenit seine charakteristischen magnetischen Eigenthümlichkeiten schon bei Feldern, die kleiner sind als eine C. G. S.-Einheit, also von der Ordnung der Horizontalintensität des Erdmagnetismus.

Nach Beendigung dieser Versuche wurden die Spulen in der oben besprochenen Weise erweitert und zunächst mit der früheren Feldstärke ($F_r = 7$ mm) die Messung der Hauptcurven wiederholt, indem einerseits die Ausschläge bei der Drehung Max $\rightarrow \varphi$ u. s. w. festgestellt wurden, andererseits durch Herausziehen des Krystalls zwischen den Spulen (A = Ausschlag dabei) das longitudinale Moment direct gemessen wurde. Diese Messungen ergaben:

Digitized by Google

Tabelle 7.

I. H.-C.: A in Max_1 (215° des Theilkreises $\varphi = 1°$): -67 mm

Max_1 (215°) —› 300°: -60; 305°: -67; Min_1 (330°): -78

A in 300 : -7; 305 : ± 0? Min_1 (330°): $+11$

Min_1 (330°) —› 335°: $+6$; 340°: $+18$ (—› 338°: $+11$)

A = $+5{,}5$; : -5 (A: 0)

II. H.-C.: Max_2 (35°): A = -67

Drehung

Max_2 (35°) —›	0°	345°	330°	315°	310°	305°	300°	290°	275° (Min_2 bei 276°)
	-14	25,5	38	52	57,5	61,5	67,5	75	82,5 mm
A =	-53	42	28,5	15	9,5	-5	+?	+7	+16 „

Weiter (Min_2) 275° —›	265°	(263½°)	260°	255°	245°	235°	215°	(Max_1)
	+8,5	(14,5)	24	39,5	60	73	82	mm
A =	+6	(0)	-8	25	36	58	-67	„

A (Max_1) und A (Max_2) = -67 sind Mittel aus mehreren Versuchen. Der Winkel 263½° für A = 0 wurde durch Aufsuchen gefunden.

Die Zahlen stimmen durchweg in ihren Verhältnissen mit denen der früheren Tabellen überein. Durch graphische Darstellung ergiebt sich, falls man im Mittel $l_{max} = 67$ annimmt, die Schnittpunktsordinate der beiden Hauptcurven zu etwa 2 mm. Doch ist dieser Werth wohl kaum richtig, vielmehr zu gross (cf. Tab. (a) auf p. 435 und die zugehörige Curvenzeichnung Fig. 11). Es folgte hierauf eine Reihe bei F = 19—20 mm, die aber hier, da sie später ausführlicher wiederholt wurde, übergangen werden kann.

Dann musste infolge eines Zwischenfalles der Apparat neu montirt werden. Der Einfachheit halber wurde es dann so eingerichtet, dass die Lage $\varphi = 0$ mit der Lage 0 des Theilkreises zusammenfiel. Allerdings liess sich dies nur angenähert ausführen, und daher ist denn die Maximallage um etwa 2½° falsch angenommen, so dass der Schnittpunkt der Hauptcurven bei ca. 87½° lag. Mit der vom letzten Versuch bei F = 19 stammenden Anfangsmagnetisirung in der Lage Max_1 ($\varphi = 2\frac{1}{2}°$), welche etwa $l_0 = 100$ betrug, wurde eine Bestimmung der Hauptcurven bei $F_r = 7$ mm gemacht. Hier ist nun das Curvenbild natürlich unsymmetrisch; diese Reihe mag als einziges Beispiel dieser Art hier ihren Platz finden.

Digitized by Google

Tabelle 8.

I. H.-C.: Drehung

Max_1 ($2\frac{1}{2}^0$)0°d.T. —› 10° 20° 30° 45° 70° 85° 90° 95° 105° 115° (115° —› 120 :)
— 2 7 15 31 65 87 94 101 112 121,5 (−1+2)=+1)

Weiter

v. 115° an —› 120° 125° 130° 135° 140° 145° 150° 155° 160° 165° 170° 175° 180°
+1 8 18 27 34 41 47 52 56 59 61 62,5 63,5

II. H.-C.:

180° —› 170° 155° 135° 125° 115° 105° 95° 90° 85° 80° 70° (Min_2)
— 1 8 15,5 20 22 25 27,5 30 31 32 33

Weiter von 70° an —› 65° 60° 55° 50° 45° 35° 20° 0° (Contr. 65° —› 0°)
+1 5 12 25 41 63 83 91 (90)

$A_{(\mathrm{Max}_1)} = -91$ (Mittel aus 92, 89, 91, 91, 91).

Tabelle 9a.

φ	I. Hauptcurve					
	$1-\bar{\gamma}$ beob.	$1-\bar{\gamma}$ ber.	B a. d. Beob.	B a. d. Formel (a. d. Curve)	β_r	β
$2\frac{1}{2}^0$	+101	*101*	101	*101*		+104
$12\frac{1}{2}$	100	*98,6*	101	*101*		104
$22\frac{1}{2}$	93	*93,1*	100	*100,9*		103,7
$32\frac{1}{2}$	—	—	—	—		—
$37\frac{1}{2}$	79	*79,6*	99,5	*100,4*		102,8
$42\frac{1}{2}$	—	—	—	—		—
$47\frac{1}{2}$	66	*67,1*	97,7	*99,3*	89	101,3
$52\frac{1}{2}$	—	—	—	—		—
$62\frac{1}{2}$	43	*44,7*	93,1	*96,7*		98,5
$67\frac{1}{2}$	—	—	—	—		—
$72\frac{1}{2}$	—	—	—	—		—
$77\frac{1}{2}$	19	*20,1*	87,9	*92,8*		93,4
$82\frac{1}{2}$	10	*11,3*	76,6	*91,4*		91,8
$87\frac{1}{2}$	+ 3,5	*3,9*	80,2	*89,8*		89,9
$92\frac{1}{2}^0$	— 4	—	(96,6)	(82)	82,8	81,9
$97\frac{1}{2}$	— 12	—	91,8	(79)	81,4	78,6
$102\frac{1}{2}$	— 9	—	+ 41,6	(42)	+ 45,8	+ 41,4
$107\frac{1}{2}$	+ 8	—	— 26,6	(— 27)	— 21,8	— 27,9
$112\frac{1}{2}$	22	—	57,4	—	50,8	58,5
$122\frac{1}{2}$	44	—	81,8	—	72,7	83,1
$127\frac{1}{2}$	—	—	—	—	—	—
$132\frac{1}{2}$	61	—	90,2	—	80	92,3
$142\frac{1}{2}$	76	—	95,7	—	84,3	98,1
$152\frac{1}{2}$	88	—	99,1	—	87,4	101,8
$162\frac{1}{2}$	95	—	102	—	90,1	104,9
$172\frac{1}{2}$	101	—	104	—	92	107
$182\frac{1}{2}$	105	—	— 105		93	108

Digitized by Google

Bei den nun folgenden Versuchen mit höheren Feldern machte sich der Einfluss längeren Stehenlassens in der einen oder anderen Maximallage mehr bemerkbar. Die Zahlen sind deshalb nicht ganz constant, in den Tabellen sind (z. B. zwischen 117 und 115,5 : 116) solche Mittelwerthe ausgewählt, welche die Cyklen schliessen. Die nächste Reihe mit F = 19—20 ist in derselben Weise, wie bei Tab. 6 besprochen, verrechnet worden. Die Resultate enthält die folgende Tabelle, die Zeichnung s. Taf. XXIII.

Tabelle 9b.

φ	II. Hauptcurve					
	$1-\bar{\nu}$ beob.	$1-\bar{\nu}$ ber.	B beob.	B ber. (corr.)	β_r	β
2½°	+101	—	+101	—	89	104
12½	—	—	—	—	—	—
22½	+ 91	—	+ 98,4	(99)	87,1	101,8
32½	80	—	95,1	(96,2)	84,7	98,7
37½	—	—	—	—	—	—
42½	68	—	92,3	—	81,4	94,5
47½	—	—	—	—	—	—
52½	51	—	83,9	—	74,3	85,7
62½	29	—	62,8	—	55,1	64,2
67½	+ 15	—	+ 39,2	—	+32,6	+40,3
72½	— 1	—	— 33,3	—	—38,5	—32,4
77½	— 15	—	69?	(72)	75,8	71,4
82½	— 9	—	69?	(85)	97,4	84,6
87½	— 3	—	—	—	—	—
92½°	+ 6	*4,1*	115?	*93,8*		93,9
97½	14	*12,5*	107?	*95,4*		95,8
102½	23	*21*	102?	*96,8*		97,4
107½	—	—	—	—		—
112½	39	*38,2*	102	*99,6*		100,7
122½	—	—	—	—		—
127½	62	*62,5*	102	*102,6*	93	104,4
132½	—	—	—	—		—
142½	82	*83*	103	*104,4*		106,8
152½	—	—	—	—		—
162½	100	*100*	105	*104,9*		107,8
172½	—	—	—	—		—
182½	+105	*105*	—105	*105*		108

Digitized by Google

Die cursiv gedruckten Zahlen der 2. und 4. Spalte sind berechnet mit Hilfe der Interpolationsformel:

$$B' = K'_1 H \cos\varphi + k_3 H^3 \cos^3\varphi,$$

wo $K'_1 H = 18{,}1$, $k_3 H^3 = -6{,}1$ ist. Diese Constantenwerthe erhält man, wenn man die ersten Quadranten beider Hauptcurven $(l - \bar{\gamma})$ gleichzeitig zur Fehlerrechnung benützt. Approximirt man den ersten allein, so ergiebt sich $K'_1 H = 14{,}5$, $k_3 H^3 = -2{,}5$; desgleichen für den zweiten allein 22,5 bezw. $-10{,}5$. Die in die Figur eingetragene B'-Curve (in der Mitte der Fig. b) ist die den mittleren Constantenwerthen entsprechende.

Die β_r der 5. Spalte sind wieder nach den interpolirten bezw. im zweiten Quadranten den nach der Curve corrigirten B-Werthen berechnet. Dass die letztere im ersten Quadranten mit der Interpolation sehr gut übereinstimmt, beweisen die in die Figur (als schwarze Punkte) eingetragenen Interpolationscurvenpunkte. Die Werthe β der letzten Colonne endlich sind durch Addition von $\bar{\gamma}\cos\varphi$ zu B erhalten, wobei $\bar{\gamma} = 3$ gesetzt worden ist, wie sich dies aus der l-Curve (Fig. a) ergab mit Hilfe einiger Bestimmungen der absoluten Werthe l. Wahrscheinlich ist auch dieser Werth noch etwas zu gross ($\bar{\gamma} = 2{,}5$?). Wenn die betreffenden Zahlen in den Gang der Curven der Fig. 11 nicht so gut passen, so kommt dies auch daher, weil ich leider bei dieser Reihe vergessen hatte, eine Bestimmung der Empfindlichkeit (E) zu machen, so dass diese Messungen mit den anderen nur in Bezug auf ihre Verhältnisse vergleichbar sind.

Von den ferneren Beobachtungsreihen ist noch eine bei der Feldstärke (F = 120) zur Berechnung von B und β verwendet worden. Die erhaltenen Zahlen sind aber unsicherer als die früheren, da der höheren Feldstärke entsprechend kleine Winkelfehler jetzt erheblichere Änderungen der Magnetisirung hervorrufen.

Tabelle 10 ($F_{250} = 60$, $E = 268$).

I. H.-C.: (Max_1)	0° →	20°	30°	45°	60°	75°	80°	85°	90°
		− 9	22	46	74	107	116	127	137 mm
Weiter	90° →	95°	100°	120°	130°	140°	150°	160°	170°	180°
		+ 7,5	20	44	65	105	117	130	137	137 mm

Digitized by Google

II. H.-C.: (Max_2) 180° —› 170° 160° 150° 135° 120° 110° 100° 95° 90° 85°
— 1 6,5 17 39 67 88 110 119 130 140 mm

Weiter 85° —› 80° 75° 70° 60° 50° 40° 30° 20° 10° 0°
+ 9 23 36 60 82 101 116 128,5 136 140 mm

$A_{Max_1 \text{ und } Max_2}$: 140—141 mm. Dementsprechend in Min_2 (II. H.-C. 85°) A undeutlich ± 0, in Min_1 deutlich negativ.

Tabelle 11 ($F_{250} = 120$, $E = 251$).

I. H.-C.: 0° —› 10° 20° 30° 45° 60° 75° 80° 85° 90° (Min_1 ca. 89°)
— 3 11 24 51 82 114 125 134 140 (142) mm

Weiter 90° —› 95° 100° 110° 120° 140° 160° 170° 175° (180°)
+ 11 22 45 68 106 130 139 140 (139) mm

II. H.-C.: (Max_2 bei 175°) —› 170° 160° 150° 135° 120° 110° 100° 90° 85°
— 2 8 18 41 71 93 115 136 145 mm

Weiter 85° —› 80° 75° 60° 45° 30° 20° 10° 0° (355° Max)
+ 15 27 62 96 121 134 143 145 (145) mm

$A_{(Max)} = -151$ mm.

Von hier an ist 355° als Max_1, 175° dementsprechend als Max_2 gerechnet. Dies kommt praktisch auf denselben Fehler $2\frac{1}{2}°$ hinaus, wie die Annahme $\varphi = 0°$ bei 0° des Theilkreises. Die folgende Reihe bei $F = 120$ stimmte durchweg mit dieser überein, sie ist zur Berechnung benutzt in Tabelle 12 (s. p. 462).

Der Werth $l_0 - \bar{\gamma}$ ist graphisch zu 141,5 bestimmt. Aus

$$A_{(Max)} = -154 \text{ sind } \bar{\gamma} = 12{,}5$$

und somit die β der dritten Spalten berechnet. Aus den Curven B ergiebt sich als Grenzwerth ungefähr:

$$\overline{\beta_{r\,I}} = 111, \quad \overline{\beta_{r\,II}} = 120,$$

während die Tangenten der l-Curven etwa 118 bezw. 120 ergeben. Doch sind beide Constructionen ziemlich unsicher. Bleiben wir bei den ersten Zahlen, so wird für die I. Hauptcurve:

$$k'_1 H = 49{,}5, \quad k_3 H^3 = -18{,}5 \; (\beta_{r\,I} = 110{,}5),$$

für die II. Hauptcurve:

$$k'_1 H = 27{,}4, \quad k_3 H^3 = -5{,}9.$$

Ein Zusammenhang dieser Zahlen mit den früheren (natürlich auf dasselbe Maass zu reducirenden) ist schon in Anbetracht der grossen Verschiedenheit für beide Hauptcurven

Digitized by Google

Tabelle 12.

φ	I. Hauptcurve			II. Hauptcurve		
	$l-\bar{\gamma}$	B	β	$l-\bar{\gamma}$	B	β
$2\frac{1}{2}^0$	141,5	141,5	154	141,5	+141,5	154
$7\frac{1}{2}$	140,5	141,5	154	141,5	141,5	154
$12\frac{1}{2}$	138,5	141,5	153,5	138	141	153
$17\frac{1}{2}$	135,5	141,5	153	—	—	—
$22\frac{1}{2}$	131,5	141,5	153	129,5	140	151,5
$37\frac{1}{2}$	110,5	139	149	108,5	136	146
$47\frac{1}{2}$	91,5	135	143,5	—	—	—
$52\frac{1}{2}$	—	—	—	77,5	127	134,5
$62\frac{1}{2}$	60,5	131	138	—	—	—
$67\frac{1}{2}$	—	—	—	45,5	119	124
$77\frac{1}{2}$	26,5	122	125	21,5	100	103
$82\frac{1}{2}$	15,5	+119	+121	+10,5	+ 80,4	+82
$87\frac{1}{2}$	+ 5,5	+(126?)	—	−4(3,5)	− 80	−79,5
$92\frac{1}{2}^0$	+ 2,5	—	—	+ 5,5	—	—
$97\frac{1}{2}$	+13,5	−104	−106	16,5	−126	127,5
$102\frac{1}{2}$	24,5	113	116	27	127	129
$112\frac{1}{2}$	47,5	124	129	49,5	129	134
$122\frac{1}{2}$	70,5	131	138	71,5	133	140
$132\frac{1}{2}$	90,5	134	142,5	—	—	—
$137\frac{1}{2}$	—	—	—	101,5	137	146
$142\frac{1}{2}$	108,5	136	146	—	—	—
$152\frac{1}{2}$	123,5	139	150	—	—	—
$157\frac{1}{2}$	—	—	—	130,5	141	152,5
$167\frac{1}{2}$	137,5	141	153	—	—	—
$172\frac{1}{2}$	139,5	141	153	—	—	—
$177\frac{1}{2}$	141,5	141,5	154	141,5	141,5	154

wenig wahrscheinlich und auch auf keine Weise erkennbar. Die Werthe selbst sind sehr unsicher, demzufolge giebt die Berechnung der $l-\bar{\gamma}$ rückwärts jetzt sehr erhebliche Abweichungen im Vergleich mit den früheren Reihen (bis 3 mm).

Tabelle 13 (F = 360, E = 250).

I. H.-C. (Max_1) 355° → 5° 15° 25° 35° 45° 60° 75° 80°
−2 9 20 46 57 94 132 143 mm

85° (Min. ? 88°) 90°
−153 (155) 152 mm

weiter 90° → 95° 100° 110° 120° 135° 150° 160° 170° 175° (Max_2)
+11 25 50 75 109 133 144 151 152 mm

Digitized by Google

II. H.-C. (Max_2) 175° —› 165° 160° 155° 145° 135° 120° 110° 100°
— 2,5 7 12 26 44 77 103 128 mm
95° 90° (Min_2? 86°) 85°
— 142 153,5 (160) 158 mm
weiter 85° —› 80° 75° 65° 55° 35° 25° 15° 5° 355°
+ 13 27 53 77 121 139 150 154 158 mm
A_{Max}: 186—187 (= $\bar{\beta}$).

Tabelle 14 ($F_{250} = 710$, $E = 264$).

I. H.-C. 355° —› 5° 15° 25° 35° 45° 60° 75° 80° 85° (Min_1? 87°) 90°
— 2 8 20 38 59 97 110 152 165 (168) 165 mm
weiter 85° (!) —› 95° 100° 110° 120° 150° 175°
+ 12 27 54 83 143 164 mm

II. H.-C. 175° —› 100° 90° (Min_2? 86°) 85°; 85° —› 80°
— 137 165 169 165; + 15 etc.
A_{Max}: 216, 213, 217, 218; Mi 216 ($E = 265$).

Tabelle 15 ($F_{250} = 863$, $E = 257$).

Max_1 —› Min_1: — 167; Max_2 —› 85°: — 165. A_{Max}: — 209 mm.

Diese Zahlen sind nahezu dieselben wie oben (Tab. 14).

Bezüglich der A von Tab. 14 ist ein Ablesungsfehler von 5 mm nicht ausgeschlossen.

Jedenfalls ist die Sättigungsgrenze bei F = 700—800 oder rund 4000 C. G. S. ungefähr erreicht.

Die aus den Beobachtungen sich ergebenden $\bar{\beta}$ und $\bar{\gamma}$ sind bereits p. 435 in einer Tabelle zusammengestellt. Aus den Curven erhält man noch eine ungefähre Schätzung der $\bar{\beta}_r$-Werthe, die hier hinzugefügt werden soll, soweit die Werthe nicht schon oben bei den Berechnungen benützt und angegeben worden sind.

Reducirt auf E = 250 wird

für F = 60 120 360 710 mm

$$\bar{\beta}_r \begin{pmatrix} \text{I} \\ \text{II} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 110 \\ 112 \end{pmatrix} \quad \begin{pmatrix} 118 \\ 120 \end{pmatrix} \quad — \quad \begin{pmatrix} 143 \\ 152 \end{pmatrix} \text{ mm}$$

Weder diese Zahlen noch ihre Differenzen gegen die beobachteten $\bar{\beta}$ (s. Tab. (a) p. 435) lassen einen einfachen Gang mit F (H) erkennen.

Nach Beendigung dieser Versuche mit Ilmenit nahm ich mir vor, den voraussichtlich ähnlich sich verhaltenden Eisenglanz genauer zu untersuchen und liess deshalb aus einem

Digitized by Google

scheinbar ziemlich homogenen Stück (Prov. Elba) zwei Scheiben $\perp$ (0001) schleifen. Die eine von diesen zeigte schon äusserlich allerlei Inhomogenitäten und wurde daher nicht weiter untersucht. Die andere unterwarf ich einer sehr ausführlichen Messungsreihe bei $F = 22$, nachdem ich vorher constatirt hatte, dass remanente Momente in verschiedenen Orientirungen (wenn auch stets verhältnissmässig nahe der Basis parallel) möglich waren. Diese Messungen ergaben, dass, wie zu vermuthen war, die Abweichung der dauernden Magnetisirung von der Basisebene sehr wahrscheinlich nur die Folge von Inhomogenitäten war. Denn bei derselben Bezeichnungsweise wie oben gilt Folgendes:

1. Die Lagen $\varphi = 90^0$ und 270^0 sind ebenso wie die Lagen 0^0 und 180^0 nahezu durch constante longitudinale Momente ausgezeichnet (also Nebencurven und Hauptcurven, beide hier zunächst für den ganzen Umlauf $0^0 \rightleftarrows 180^0 \rightleftarrows 360^0$ genommen) gehen hier durch dieselben Punkte.

2. Die l-Curve $0^0 \rightarrow 90^0 \rightarrow 180^0 \rightarrow 270^0 \rightarrow 360^0$ ist in ihrer zweiten Hälfte (von 180^0 an) identisch nicht nur mit der Rückkehrcurve von $180^0 \rightarrow 270^0 \rightarrow 360^0$ (vorher $0^0 \rightarrow 270^0 \rightarrow 180^0$), sondern mit sämmtlichen jenseits 180^0 beginnenden Rückkehrcurven für den „Hauptumlauf“ $0^0 \rightarrow 270^0 \rightarrow 180^0 \rightarrow 90^0 \rightarrow 0^0$. Ebenso umgekehrt.

Auf eine ausführliche Wiedergabe dieser sehr eingehenden Messungen (beide „Hauptumläufe“ und 7 + 8 Rückkehrcurven) kann hier verzichtet werden, da das Material offenbar zu wenig homogen war, um aus den erhaltenen Zahlen irgend welche weitere Schlüsse ziehen zu können.

Bei Verwendung besseren Materials wird auch der Eisenglanz zweifellos ein vorzügliches Object für die Beobachtung der Remanenzerscheinungen an Krystallen sein, vielleicht ein noch besseres als der Ilmenit, jedenfalls ein leichter zugängliches, insofern die Empfindlichkeit des Galvanometers lange nicht so gross zu sein braucht, wie bei diesem, wegen der weit erheblicheren Susceptibilität des Eisenglanzes.

Dass die Untersuchung der magnetischen Erscheinungen bei den Krystallen aber, im Vergleich zu den sogen. amorphen Substanzen, nicht etwa, wie es auf den ersten Blick scheinen könnte, zu complicirteren, sondern in Wahrheit zu einfacheren

Digitized by Google

Verhältnissen führt[1], ist nicht nur von vornherein zu vermuthen, sondern wird auch durch die obigen Versuche am Ilmenit nicht minder, wie durch Weiss' Pyrrhotinmessungen auf das Deutlichste illustrirt. Man kann sich ja auch, von allem Anderen abgesehen, kaum eine bequemere Einrichtung zum Studium der Remanenzerscheinungen bei beliebig variirenden Feldern denken, als die Ilmenitscheibe.

Es steht deshalb zu hoffen, dass eine gründliche Untersuchung der krystallmagnetischen Eigenschaften nicht nur unsere Kenntniss der „curieuses propriétés crystallomagnétiques encore peu connues"[2] wesentlich vertiefen wird (Thomson'scher Ansatz?), sondern dass dabei auch wichtige Resultate für die Lehre vom Magnetismus im Allgemeinen sich ergeben werden.

Göttingen, Physikalisches Institut, Sommer 1901 und 1902.

Inhaltsverzeichniss.

	Seite
Einleitung: Das Thomson'sche Gesetz?	377
I. Allgemeine Reihenentwickelungen	379
Welchen Bedingungen unterliegt eine Function $\varphi = \Sigma_{hkl}(k_{hkl} a^h b^k c^l)$ eines (hier axialen) Vectors (a, b, c) bei Vorhandensein gewisser Symmetrie-Elemente?	
§ 1. Bezeichnungen	380
§ 2. Allgemeines über die Function φ	381
§ 3. Einführung von Symmetrieaxen	382
Erster Weg. — Bedingungen für die k bei A_z^2 und A_z^4.	
Zweiter Weg. — $A_z^3(A_z^6)$.	
§ 4. Discussion von φ für die einzelnen (11) Gruppen	390
Allgemeine Übersicht. — Das reguläre System.	
1. Monoklines und rhombisches System	392
2. Tetragonales System	395
3. Rhomboëdrisches und hexagonales System	397
§ 5. Anwendung der Formeln auf Beobachtungen	404
Formeln für l und t. — Constantenberechnung.	

[1] Weiss, l. c. Dies ist übrigens nicht nur auf dem Gebiete des Magnetismus, sondern auch auf vielen anderen Gebieten der Fall; so hat z. B. W. Voigt s. Zt. (Inaug.-Diss.) gefunden, dass die Erscheinungen des „elastischen Rückstandes" — analog zu den hier besprochenen der magnetischen Hysteresis — bei Steinsalz gewisse besonders einfache Verhältnisse aufweisen.

[2] Du Bois, l. c.

Digitized by Google

Seite

II. Experimentelle Untersuchungen 407

§ 6. Beschreibung der Apparate und Discussion der Methode. — Fehler- und Störungsquellen.

§ 7. Versuchsresultate 419

a) Vorbemerkungen: Vorversuche. — Zusammenstellung der Resultate 419

b) Versuche mit Turmalin und Granat. — THOMSON'scher Ansatz für Turmalin (?). — Isotropie des Granats . 420

c) Influenz in Ebenen, die auf einer A^3 senkrecht stehen 425
Isotropie des Eisenglanzes und Ilmenits (Turmalins) in dieser Ebene. — 6-Zähligkeit beim Magnetit. — BECKENKAMP's Structurhypothese. — Anmerkung über Magnetit.

d) Remanenzerscheinungen bei Ilmenit (und Eisenglanz) 427
Hauptergebnisse für Ilmenit.
Qualitative Discussion der l- und β-Curven.
Allgemeine Schlüsse aus den Messungen.
Tabellen und Curven (s. auch die beigefügten Blätter).
Ein einfaches Gesetz für gewisse β-Curven.
Eisenglanz.

Erklärung der Tafeln.

Taf. XXI.

Ilmenit: Longitudinales magnetisches Moment bei $F_r = 7$ mm (H = ca. 40° C. G. S.)

× × × × beobachtet.
∘ ∘ ∘ ∘ berechnet.

Taf. XXII.

Ilmenit: Bei $F_r = 7$ mm

$B = \beta - \bar{\gamma} \cos \varphi$ { × × × × beobachtet. ∘ ∘ ∘ ∘ berechnet.

$B' = B - B_r$ { ——— nach d. I. H.-C. – – – – „ „ II. „

Taf. XXIII.

Ilmenit: Bei F = 19—20 mm

b) B { × × × × aus der Beobachtung. . . . . „ „ Formel berechnet.

a) $1 - \bar{\gamma}$ { × × × × I. H.-C. ∘ ∘ ∘ ∘ II. „ } beobachtet. . . . . berechnet.

Digitized by Google

Ueber Diacranodus texensis COPE (= Didymodus? compressus COPE).

Von

Ferdinand Broili in München.

Mit Taf. XXIV—XXV.

Einleitung.

Im Jahre 1884 beschrieb COPE in den Proceedings of the American Philosophical Society auf p. 572 unter dem Titel: „On the Structure of the Skull in the Elasmobranch genus *Didymodus*" eine Collection von 12 Selachierschädeln, welche der eifrige Sammler J. BOLL für ihn in den permischen Ablagerungen von Texas zusammengebracht hatte[1]. Obschon das Genus auf diese Weise sowohl von COPE als auch von GARMAN in seiner Abhandlung über „*Chlamydoselachus anguineus* — a living species of Cladodont shark" (Bull. of the Museum of comp. Zoology at Harvard College in Cambridge.

[1] Weitere Angaben von COPE über *Didymodus* etc. nach HAY:
Bibliography and Catalogue of the Fossil Vertebrata of North America. Bull. of U. S. Geol. Surv. No. 179. 1902.
Diplodus? compressus NEWB. Proc. Amer. Philos. Soc. 1878. p. 54.
A Carboniferous shark still living. Science. **3**. p. 275.
Pleuracanthus and *Didymodus*. Ibid. p. 645.
The skull of a still living shark of the Coal Measures. American Naturalist. **18**. p. 412.
The genus *Pleuracanthus*. Ibid. p. 818.
GARMAN on *Didymodus*. Ibid. **19**. p. 878.
New and little known Paleozoic and Mesozoic fishes. Journ. Acad. Nat. Sc. Philadelphia. 2. **9**. 1894. p. 427.

Digitized by Google

12. 1885/86) eingehend besprochen wurde, so können doch auf Grund des mir vorliegenden Materials noch einige ergänzende Bemerkungen gemacht werden.

Herrn Prof. O. Jaekel und Herrn Dr. O. M. Reis sei auch an dieser Stelle für die liebenswürdige Unterstützung, die sie meinen Untersuchungen angedeihen liessen, mein wärmster Dank ausgesprochen!

Was die generische Bezeichnung anlangt, so wurde der von Garman gewählte und von A. S. Woodward[1] und Hay (s. u.) gleichfalls gebrauchte Name „*Diacranodus*“ angewendet.

Das Stück, welchem die nachfolgende Arbeit zu Grunde liegt, stammt von den Aufsammlungen Ch. Sternberg's, welche im Jahre 1901 im Auftrage von Herrn Geh. Rath v. Zittel in den permischen Ablagerungen von Texas unternommen wurden.

Der Fundort liegt in einem Bachrisse unweit von Craddoks Ranch, welcher seinerseits hinwiederum in der Nähe der von Seymour (Baylor Co.) nach Vernon hinziehenden Strasse zu finden ist. Die Reste waren in einer der rothen Thonschichten, welche für die Wichita beds so charakteristisch sind, eingebettet und im innigen gegenseitigen Zusammenhang. Einzig und allein am proximalen Theil des linken Unterkiefers war die Matrix weggewaschen; er lag abgebrochen neben dem noch von Gestein umgebenen übrigen Schädel. Ebenso isolirt fanden sich vereinzelte andere Reste, insbesondere ein Element, das sich vielleicht als Kiemenbogencopula deuten lässt.

Nach der ungemein geschickten Präparation durch Herrn Präparator Reiter zeigte es sich, dass nahezu der ganze Schädel eines Selachiers vorliegt. Durch seitlichen Druck ist das Cranium aus seiner ursprünglichen Lage gebracht und mit seinem auf mechanischem Wege eng angepressten Palatoquadratum nach rechts auf die übrigen Elemente des Visceralskelettes gedrückt worden, wodurch dieselben namentlich in ihren vorderen Theilen stark gequetscht wurden. Diese Druck-

[1] A. S. Woodward, Catalogue of the fossil fishes in the British Museum. Part I. London 1889. p. 15.

Digitized by Google

wirkung nach rechts hat auf der anderen Seite zur Folge, dass links Palatoquadratum und Hyoid aus ihrer cranialen bezw. gegenseitigen Verbindung gebracht und weggeschwemmt wurden. Dagegen ist der linke Unterkiefer wie auch das linke Hyomandibulare unversehrt vorhanden. Beschädigungen finden sich ausserdem noch links auf der Oberseite des Craniums, ferner ist die ganze Ethmoidalregion durch keine günstige Erhaltung ausgezeichnet. Da der Schädel in natürlicher Lage sich erhielt, sind auf dem Palatoquadratum die Zähne losgelöst und weggeführt. Hingegen zeigen sich deutliche Reste von solchen auf den Unterkiefern, namentlich aber auf dem linken. Das Material erfährt insofern indessen eine Ergänzung durch verschiedene isolirt gefundene, zu unserer Art gehörige Zähne.

Beschreibender Theil.

Der Erhaltungszustand.

Die so auf uns gekommenen Theile des Craniums und Visceralskelettes sind durch einen besonderen Erhaltungszustand ausgezeichnet, der ihre Conservirung wesentlich erleichterte.

Sämmtliche Skelettheile zeigen nämlich auf ihrer Oberfläche und — wie Bruchflächen dies beweisen — auch in ihrem Innern eine dichte Bedeckung bezw. Durchsetzung von weissen Granulationen, welche sich scharf von ihrer mit der rothen, thonigen Matrix infiltrirten Umgebung abheben. Diese polygonalen Granulationen bestehen nach der gütigen Untersuchung von Herrn Prof. Weinschenk aus phosphorsaurem Kalk, und nicht aus Gyps, wie Cope annimmt, und durchsetzen in ziemlich gleichmässiger Dichtigkeit die einzelnen Theile des Schädels, so dass also im Vergleiche mit den Angaben Jaekel's unser Exemplar ein altes Thier darstellt, da bei demselben der ganze Knorpel durch und durch verkalkt ist. Jaekel konnte nämlich nach seinen Angaben Material der gleichen Art, das er von Cope erhielt, untersuchen, wobei er fand, dass die Incrustation mit verkalktem Knorpel eine sehr starke, immerhin aber noch keine vollständige sei (Jaekel, „Über die Organisation der Pleuracanthiden." Sitz.-Ber. d.

Digitized by Google

Ges. naturf. Freunde. Berlin 1895. p. 77). Dieser Verkalkung des Knorpels ist nun die gute Erhaltung des Stückes zu danken, und daraus erklärt sich auch, dass die einzelnen Theile nicht in sich zusammengesunken sind, welche Erscheinung den bis jetzt bekannten europäischen Pleuracanthiden im hohen Grade zukommt, wodurch deren Studium natürlich sehr erschwert wird.

Betrachten wir nun Dünnschliffe (Taf. XXV Fig. 4) von diesem verkalkten Knorpel unter dem Mikroskop, so sehen wir bei gewöhnlichem Lichte unregelmässig begrenzte weisse Felder oder Platten, die, zumal am Rande, concentrische Anordnung und ziemlich starkes Relief zeigen.

Bei × Nicols erkennt man schwach doppelbrechende, radialstrahlige und auch concentrisch struirte Fasern, die nach ihren optischen Eigenschaften wie nach der mikrochemischen Untersuchung dem Apatit zuzurechnen sind. Diese Felder begrenzen sich hier und da, zumeist aber sind sie getrennt durch unregelmässige, an ihren Rändern limonitisch gefärbte Adern, bestehend aus kohlensaurem Kalk mit etwas Cölestin.

Dieses Bild, welches wir dergestalt bei polarisirtem Lichte erhalten, erinnert sehr an die von Fritsch[1] und Hubrecht[2] und von Anderen gegebene Darstellung von verkalkten Knorpeln; am nächsten aber dürfte das von Gegenbaur[3] abgebildete Präparat von *Torpedo* kommen. Dieses zeigt nämlich polygonale, verkalkte Platten mit derselben radialstrahligen feinen Faserstructur und am Rande theilweise auch deutliche concentrische Streifung wie unser Dünnschliff. Die dort häufigen Knorpelzellen lassen sich indessen hier nicht mehr beobachten.

An der zwischen die einzelnen Felder sich einschiebenden oder sie trennenden Masse, die offenbar unverkalktem Knorpel entspricht, lässt sich nirgends mit Sicherheit irgendwelche Structur nachweisen. Die eindringende Matrix, die

[1] Fritsch, Fauna der Gaskohle. II. Bd. Fig. 178, 180. p. 101.

[2] Hubrecht-Brauns, Classen und Ordnungen. VI. Bd. I. Abth. 4. Liefg. 1885. Taf. VIII Fig. 10.

[3] Gegenbaur, Vergleichende Anatomie der Wirbelthiere etc. I. Bd. 1898. p. 198.

Digitized by Google

später wieder auskrystallisirte, scheint eben jegliches Gewebe zumeist zerstört zu haben.

Sechs Schliffe in horizontaler wie in verticaler Richtung, von verschiedenen Punkten des Craniums wie des Visceralskelettes genommen, gaben im Wesentlichen die eben geschilderte Ansicht; ein siebenter aber, der von der Unterseite des Palatoquadratums stammt, zeigt eine Reihe von limonitisch umgrenzten Gefässcanälen, die in verschiedener Richtung getroffen sind, von welchen wiederum an einzelnen Stellen feine, dendritisch sich verästelnde Röhrchen entspringen.

Ganz Ähnliches finden wir bei dem von Jaekel als *Oracanthus bochumensis* beschriebenen Fischreste auf Taf. XXXVIII Fig. 5 (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1890. p. 753, „*Oracanthus bochumensis* n. sp., ein Trachycyathide des deutschen Kohlengebirges").

Das Kopfskelet.

Taf. XXIV.

Das Cranium von *Diacranodus* ist in seinen Umrisslinien, von oben gesehen, am besten mit denen einer vorne abgestumpften Lanzenspitze zu vergleichen. Dieser Umriss kommt durch die bedeutende laterale Verbreiterung der beiden Postfrontalfortsätze, sowie durch die verhältnissmässig schmale, rückwärts dieser Elemente liegende Partie des Kopfskelettes zu Stande. Im Gegensatz zu den nahezu in einer Ebene liegenden vorderen Regionen des Craniums, nämlich der Labyrinth-, Orbital-, Ethmoidalregion fällt die Occipitalregion leicht nach abwärts und hinten.

Diese Occipitalregion nun ist überhaupt für das Genus charakteristisch, einerseits durch ihre eben erwähnte geneigte Stellung zum übrigen Kopfe, andererseits durch ihre kurze und dabei im Verhältniss zum Ganzen doch schlanke Bauart, welche Erscheinung Cope sogar direct von einem „cup shaped occipital condyle" sprechen liess.

Das Foramen magnum liegt in der Mitte des basalen Theiles des Occipitalabschnittes, welcher sich schräg von oben nach hinten und unten zieht; es ist also bei der dorsalen Schädelansicht noch deutlich erkennbar. Weitere Beobachtungen an dieser Partie anzustellen ist leider unmöglich,

Digitized by Google

namentlich kann nicht gesagt werden, ob gelenkkopfartige Bildungen, wie sie GEGENBAUR[1] von *Raja* angiebt (Taf. XIV Fig. 4), vorhanden waren.

Ausser dem Hinterhauptloch findet sich noch ein zweiter Schädeldurchbruch in der Occipitalregion, und zwar mediandorsal, kurz bevor sie zum basalen Theile abbricht, es zeigt sich hier eine ziemlich grosse, rundliche Fontanelle, für welche ich an den Cranien lebender Haie ein Analogon nicht finden konnte und deren functionelle Bedeutung mir unklar ist.

Direct vor dieser Fontanelle entspringt die median gestellte Crista occipitalis, eine leistenartige, schmale Erhebung, welche hinwiederum vor einer weiteren grubenartigen Einsenkung im Schädeldach — der Parietalgrube — ihr Ende findet.

Die Austrittsstelle des Nervus vagus, welche nach GEGENBAUR (l. c. p. 30) die vordere, genauere Grenze der Occipitalregion bestimmt, ist nicht mit völliger Sicherheit festzustellen. Aller Wahrscheinlichkeit nach findet sich dieselbe seitlich am Occipitale, und zwar in dem Winkel, in welchem sich dieses schaftähnliche Element gegen das übrige Cranium absetzt.

Durch die Labyrinthregion wird die vordere, breitere Partie der übrigen Schädelmasse eingeleitet. Der weitaus grössere Theil des Labyrinthabschnittes hat bereits horizontale Lage angenommen, nur das hinterste mediane Stück schliesst sich der nach hinten und abwärts gerichteten Occipitalregion in dieser Lagerung an. Gerade dieser Theil aber besitzt ein typisches Merkmal für die Labyrinthregion, insofern die hinteren Bogengänge als deutliche, wulstartige Vorsprünge zu erkennen sind, welche seitlich der Crista occipitalis, an der Parietalgrube beginnend, nach hinten und aussen ziehen.

Wie bereits eingangs geschildert, ist die linke Schädelseite weniger günstig erhalten, insbesondere wurde durch äussere, ungünstige Einflüsse speciell die linke Seite der

[1] GEGENBAUR, Untersuchungen zur vergleichenden Anatomie der Wirbelthiere. 3. Heft: Das Kopfskelet der Selachier, ein Beitrag zur Erkenntniss der Genese des Kopfskelettes der Wirbelthiere. Mit 22 Tafeln. Leipzig (W. ENGELMANN) 1872.

Digitized by Google

Labyrinthgegend ziemlich stark mitgenommen und auch die rechte Hälfte noch leicht in Mitleidenschaft gezogen. Indessen mit dieser Hälfte und mit Hülfe der von Cope gegebenen Abbildung (l. c. Fig. 2 und 3) lässt sich ein Bild reconstruiren, das den thatsächlichen Verhältnissen ziemlich nahe kommen dürfte. Demzufolge dürfte die Parietalgrube eine ziemlich lange, schlitzförmige Vertiefung gewesen sein, deren seitliche Wandungen — Cope nennt dieselben „cornua of frontal bone" — sich als kräftig ausgebildete Vorsprünge von der rückwärtigen, noch leicht geneigten Partie der Labyrinthregion scharf abheben.

Die Begrenzung des Labyrinthabschnittes nach vorne ist durch die lateral ziemlich weit ausgezogenen, dreiseitigen Postorbitalfortsätze der Orbitalregion gegeben, welche zu ihrem grössten Theile bereits im vorderen Drittel des erhaltenen Craniums liegen.

Die breite Hinterseite der Postorbitalfortsätze bildet, von einer tiefen Einbuchtung an ihrer Ablösungsstelle vom Cranium abgesehen, eine leicht concave, nach hinten und aufwärts gerichtete Fläche, welche die Verbindung des Craniums mit dem Palatoquadratum bewerkstelligt.

Die nach vorn und abwärts orientirte Innenseite der Postorbitalfortsätze stellt eine grosse Höhlung dar, die nach vorne sich unter das simsähnlich vorspringende Cranium hinzieht, wodurch die Überdachung des Augapfels eine sehr vollkommene wird.

Die vordere Begrenzung der Orbita bilden die Präorbitalfortsätze des ethmoidalen Abschnittes, die gleichfalls dreiseitigen Umriss besitzen, sich aber lateral nicht so sehr ausdehnen wie die Postorbitalfortsätze. Die Ethmoidalregion ist ferner charakterisirt durch die grosse, median gelegene Präfrontallücke, welche von zungenförmigem Umriss ziemlich weit — ungefähr bis zu der Höhe des Hinterrandes der Präorbitalfortsätze — in das nach vorne sich herabsenkende Cranium, vom Schädelvorderrand her eingreift.

Leider ist die vordere Partie des Ethmoidalabschnittes nicht sonderlich gut erhalten, so dass keine völlig sicheren und vollständigen Beobachtungen angestellt werden konnten. Der linke Vorderrand des Craniums ist weggebrochen, der

Digitized by Google

rechte gleichfalls auf seiner Unterseite stark beschädigt. Dennoch zeigt hier an dem nunmehr schon ziemlich steil abfallenden Schädel, rechts seitlich und unterhalb der Präfrontallücke, eine tiefe, halbmondförmige Höhlung (sie ist von unten her beschädigt) den Zugang zur Nasenkapsel. Hieraus dürfte sich wohl der Schluss ziehen lassen, dass die beiden Nasenkapseln bei einer Richtung nach vorne eine ziemlich nahe gegenseitige Stellung eingenommen haben.

Von einem Rostrum lässt sich nichts mit Sicherheit nachweisen.

Bei der Betrachtung der Unterseite des Craniums lässt sich constatiren, dass die beiden hinteren Drittel, d. h. die Gegend von den Postorbitalfortsätzen bis zum basalen Theil des Occipitalabschnittes eine nahezu ebene und in der Mitte mässig eingesenkte Fläche darstellt. Soweit das schlecht erhaltene vordere Drittel des Craniums eine Deutung zulässt, dürfte ein in der Höhe des Vorderrandes der Postorbitalfortsätze entstehender Vorsprung der Basalecke Gegenbaur's entsprechen. Die vor dieser Erhöhung liegende Partie ist völlig unklar.

Das Visceralskelet.

1. Der Kieferbogen.

Das obere Glied des Kieferbogens, das Palatoquadratum, ist für die Gattung ungemein charakteristisch. Es zieht seitlich, vom Hinterrand des Labyrinthabschnittes beginnend, bis fast in die vordere Ethmoidalregion, dem Cranium entlang, wobei ihm auch der Schutz der Orbita von unten zufällt.

Der im Umriss ungefähr halbmondförmige, basale Theil des Palatoquadratum ist — die kleine Partie vor und direct unterhalb der Orbita ausgenommen — beträchtlich verdickt. Auf der hinteren Hälfte — ungefähr in der Mitte des ganzen Elementes — entspringt ein kräftiger, dem Cranium zugeneigter Fortsatz von griffähnlicher Gestalt, dessen nach vorne und abwärts geneigte Vorderseite mit der correspondirenden nach hinten und aufwärts gestellten Rückseite der Postorbitalfortsätze des Craniums articulirt. Der zu diesem Fortsatz sanft aufsteigende Innenrand der hinteren Hälfte des Palatoquadratum zeigt eine breite, verhältnissmässig seichte Einbuchtung. Das

Digitized by Google

Palatoquadratum ist nach hinten und abwärts stielartig verlängert, durch welchen Fortsatz jedenfalls die Gelenkung mit dem Unterkiefer vermittelt wurde. An unserem Stück ist dieselbe nicht mehr zu erkennen, da einerseits der stielähnliche Fortsatz nicht vollständig erhalten zu sein scheint, andererseits durch äussere mechanische Einflüsse das ganze Palatoquadratum fest an das Cranium hingepresst liegt, wodurch die ursprüngliche natürliche Lage auch gewaltsam gestört ist.

Der Aussenrand des Palatoquadratum ist wulstartig verdickt, was namentlich bei der Betrachtung der Unterseite bemerkbar wird. Auf der letzteren sind keine Zähne mehr im Zusammenhang mit dem Knorpel, ihr Ausfallen ist leicht erklärlich, da der Schädel in natürlicher Lagerung gefunden wurde.

Was das untere Stück des Kieferbogens, den Unterkiefer selbst, anlangt, so ist derselbe ein sehr kräftig entwickelter Knorpel, dessen hinteres Drittel zum Cranium fast vertical gestellt ist, während die vorderen beiden Drittel eine horizontale Lagerung angenommen haben. Der Übergang in die letztere ist indessen kein schroffer, sondern ein ganz allmählicher. Die Gelenkpfanne findet sich am proximalen Ende und ist eine horizontal gestellte, tiefe Grube von gerundet dreiseitigem Umriss. Direct vor der Gelenkpfanne ist der Kieferrand zu einem Processus coronoideus-ähnlichen Fortsatz ausgezogen. An unserem Stücke ist auf der rechten Seite in diese Gelenkgrube das Hyoid hineingepresst. Wie die Verhältnisse der Wirklichkeit entsprachen, speciell wie das Palatoquadratum sich dem Unterkiefer anfügte, kann aus diesem Grunde nicht mit Sicherheit gesagt werden, wahrscheinlich dürften dieselben den von Koken[1] bei *Pleuracanthus Decheni* Goldf. gegebenen Deutungen entsprochen haben (p. 85).

Zahnreste lassen sich auf der vorderen grösseren Hälfte ziemlich zahlreich beobachten, über ihre Anordnung lässt sich indessen nichts aussagen, da sie durch äussere Einflüsse ihre frühere Stellung am Kiefer verloren haben und nun ziemlich regellos auf demselben verstreut liegen.

---

[1] E. Koken, Über *Pleuracanthus* Ag. oder *Xenacanthus* Beyr. Sitz-Ber. d. Ges. naturf. Freunde. Berlin 1889. p. 77 ff.

Digitized by Google

Für die Unterseite des Unterkiefers ist eine leistenähnliche Erhöhung charakteristisch, welche fast direct unterhalb der Gelenkpfanne, unmittelbar, kammartig entsteht, um dann, ganz allmählich schwächer werdend, sich im vorderen Drittel zu verlieren.

2. Der Zungenbeinbogen.

Die beiden Hyomandibulare sind nicht mehr mit dem Cranium verbunden, vielmehr kommen ihre proximalen Enden, dislocirt, unter die Occipitalregion an ein Element zu liegen, dessen eigentliche Bedeutung sich nicht mehr mit Sicherheit erkennen lässt. Was die Gestalt des Hyomandibularknorpels selbst anlangt, so ist derselbe ein sehr flaches, spangenähnliches Gebilde, dessen vorderer concaver Rand dem Cranium zugekehrt ist, während der hintere convexe Rand die entgegengesetzte Richtung hat. Das Hyomandibulare zieht sich brückenartig seitwärts und ursprünglich vom Cranium abwärts zum Hyoid, auf das es fest hingepresst liegt. Die Art der Verbindung von Hyomandibulare und Hyoid lässt sich infolgedessen nicht mehr mit Sicherheit feststellen. Das gleiche gilt auch vom Hyoid in seiner Stellung zum Unterkiefer. Bei unserem Stücke ist es in die breite, dreieckige Gelenkgrube des letzteren hineingequetscht. Ob diese Verhältnisse aber der Wirklichkeit entsprechen, müssen erst spätere Funde entscheiden.

Das Hyoid ist ein langgestreckter, flacher Knorpel, an dem Details durch die von oben erfolgte Pressung nicht mehr zu unterscheiden sind; es erstreckt sich nach vorne ungefähr bis in die Höhe der Postorbitalfortsätze. Der Erhaltungszustand giebt weiter keinen Aufschluss, wie sich die Verhältnisse des Hyoids zur Copula gestalten, namentlich auch nicht, ob Hypohyalia, wie sie Jaekel (Sitz.-Ber. d. Ges. naturf. Freunde. 1895. p. 72) von *Pleuracanthus* angiebt, vorhanden waren. Eine Lösung dieser Frage wäre vielleicht an einigen unregelmässig begrenzten Knorpelfragmenten zu erhoffen, die offenbar auf secundärer Lagerstätte unterhalb des Occipitalsegmentes liegen und an welche, wie oben erwähnt, die proximalen Enden der Hyomandibularia angepresst liegen. Allein der Erhaltungszustand ist zu ungenügend. Auf der Unter-

Digitized by Google

seite dieser Knorpelfragmente liegt, ebenfalls dislocirt, ohne sicheren Zusammenhang mit anderen Elementen, ein kräftig entwickelter Radius, von dem ausgehend sich sicher 6 Strahlen beobachten lassen.

Maasse.

Länge des Craniums vom basalen Theil des Occipitalsegmentes bis zum Vorderrand der Präfrontallücke	28	cm
Länge des Craniums von derselben Stelle bis zur Höhe des Beginnes der Postorbitalfortsätze	16,3	„
Breite des Craniums in der Höhe des Hinterrandes der Labyrinthregion	13,5	„
Breite des Craniums in der Höhe der Postorbitalfortsätze	17,7	„
„ „ „ „ „ „ „ Präorbitalfortsätze	14,4	„
Länge des Palatoquadratums	ca. 23,5	„
„ „ Hyomandibulare	ca. 17	„
„ „ Unterkiefers	ca. 28	„

Ueber die Zähne von *Diacranodus*.

Taf. XXV Fig. 1—3.

Beobachtungen an Zähnen können an den auf dem Unterkiefer befindlichen Resten nicht gemacht werden, dagegen bieten sich zu diesem Zwecke eine Reihe isolirt aufgefundener Zahnreste dar.

Demnach entspringen die eigentlichen Zähne unserer Gattung auf einer polsterförmigen Basis. Die letztere, welche ovalen Umriss hat, giebt ihre spongiöse Beschaffenheit durch zahlreiche auf der Oberfläche ihrer Unterseite auftretende rissartige Vertiefungen zu erkennen, welche ihrerseits hinwiederum an dem sanft aufsteigenden Seitenrand der Basis sich als nadelstichähnliche Eindrücke bemerkbar machen. Ausserdem finden sich an der Unterseite sowohl wie auf der Oberseite, zuweilen punktgrosse Vertiefungen, die grösseren Nahrungscanälen zur Communication dienen sollten. Die Mitte der nach rückwärts sanft abfallenden Oberseite ist durch einen knopfähnlichen Vorsprung charakterisirt, welcher die gleiche Beschaffenheit wie die übrige Basis hat.

An den äusseren Ecken des Vorderrandes erheben sich die beiden, leicht nach rückwärts gekrümmten Hauptzähne, deren seitliche Kanten mässig zugeschärft sind. Nach den

Digitized by Google

Abbildungen bei Cope scheinen dieselben auch leicht gezähnt zu sein, was sich bei unserem Material indessen nicht mit Sicherheit feststellen lässt. Zwischen diesen beiden entspringt bei den meisten Stücken ein ebenso gebauter, kleinerer Zahn, welcher sich in seiner Lage mit der oben erwähnten knopfartigen Erhöhung deckt.

Diese zahntragenden Basalplatten, welche isolirt aufgefunden wurden, stammen natürlich aus verschiedenen Gegenden der zahntragenden Schädelelemente und schwanken in ihren Grössenverhältnissen ganz beträchtlich zwischen kleinen, ungemein zierlichen Stücken und solchen von beträchtlichem Umfang.

Dünnschliffe, die durch Zähne gelegt wurden, ergaben ein ganz charakteristisches Bild, wie es Selachierzähnen eigen ist und welches hier namentlich bei polarisirtem Lichte besonders deutlich zur Geltung kommt.

Wie wir uns bei einem Längsschliff am leichtesten überzeugen können, besteht die Hauptmasse des Zahnes und der Basalplatte aus Vasodentin, d. h. Basalplatte und der Kern des Zahnes werden von zahlreichen Haversischen Canälen in verschiedener Richtung durchzogen, die theilweise sogar miteinander anastomosiren; überdies gehen von verschiedenen dieser Canäle viele, bisweilen dendritisch sich verästelnde Primitivröhrchen aus, so dass dadurch ein ungemein lockeres Gewebe zu Stande kommt, was ja auch äusserlich schon nachweisbar ist, worauf bereits oben hingewiesen wurde.

Die eigentliche Dentinschicht ist von beträchtlicher Stärke; wurzelartig ist dieselbe in die Basalplatte eingelassen, um sich dann nach oben, wo sie frei aus derselben heraustritt, allmählich zu verbreitern. Speciell bei polarisirtem Licht kann dies schön beobachtet werden, wo die Conturlinien, die namentlich auch in der freien Spitze sehr gut zu sehen sind, deutlich hervortreten.

Das Gleiche gilt auch von den besenreisähnlich sich verästelnden Zahnbeinröhrchen, welche die ganze Dentinmasse, namentlich die Spitze des Zahnes, in gleichmässiger Dichtigkeit durchsetzen.

Nur an der oberen Hälfte des Zahnes lässt sich ein

Digitized by Google

schmales Band gefässfreien Dentins — Vitrodentins — erkennen, dagegen fehlt Schmelz anscheinend völlig.

Auf einem Zahnquerschliff, welcher einen breit spindelförmigen Umriss hat, sehen wir die Mitte durch das Vasodentin (verästeltes Zahnbein, Röse[1]) eingenommen mit seinen Durchschnitten von Haversischen Canälen und den von diesen entspringenden Primitivröhrchen; nach aussen folgt dem Vasodentin eine breite Zone des an Zahnbeinröhrchen sehr reichen Dentins, von welchen einzelne in den zugeschärften Ecken des Zahnes ein besonders kräftiges Lumen aufweisen. Da der Schliff ziemlich nahe der Basis genommen ist, scheint Vitrodentin ganz zu fehlen — der Schliff ist infolge dessen für die Beobachtung nicht besonders günstig — oder doch nur an den zugeschärften Seitenkanten entwickelt zu sein.

Röse schildert in der eben citirten Arbeit über *Chlamydoselachus* auch zwei Schnitte durch Zähne dieser Gattung, deren grosse Ähnlichkeit zu unserer Form verschiedentlich betont wurde. Um so überraschender aber ist die fundamentale Verschiedenheit beider im histologischen Bau, da nach den äusseren ähnlichen Momenten gleichfalls solche in der inneren Structur zu erwarten waren.

Aber *Chlamydoselachus anguineus* Gar. besitzt nach Abb. 9 bei Röse eine einheitliche kegelförmige Pulpa (= Zahnmarkshöhle), von welcher nicht besonders dicht stehende, baumförmig sich verästelnde Primitivröhrchen in das Dentin ausgehen. Unsere Form hingegen ist durch eine strauchförmig verästelte Zahnmarkshöhle (= Vasodentin = verästeltes Zahnbein Röse) ausgezeichnet, von welcher eng aneinanderstehende, dicht büschelförmig verzweigte Dentinröhrchen ihren Ursprung nehmen.

Röse tritt des Weiteren der Anschauung Jaekel's, nach welchem das verästelte Zahnbein das stammesgeschichtlich ältere sei, mit der entgegengesetzten Meinung gegenüber, wobei er sich auf die Entwickelung der Placoidschuppen und grösseren Fischzähnchen stützt, welche

[1] Röse, Über die Zahnentwickelung von *Chlamydoselachus anguineus* Gar. Morpholog. Arbeiten. Schwalbe. 4. Bd. 2. Heft.

Digitized by Google

sich aus Anlagen mit einfachen Zahnbeinkeimen gebildet hätten.

Falls nun wirklich irgendwelche verwandtschaftliche Beziehungen zwischen der permischen und lebenden Form bestehen, so wäre die Ansicht JAEKEL's glänzend gerechtfertigt.

Einen weiteren Beweis für seine Meinung sieht RÖSE in der Angabe JAEKEL's[1], nach welcher die Zahnkronen der Pleuracanthiden aus Pulpodentin (= einfaches Zahnbein, RÖSE) bestehen. Da es mir nicht wahrscheinlich schien, dass die Zähne von *Diacranodus*, bei der sonst so täuschenden äusseren Ähnlichkeit, histologisch von Grund aus so verschieden seien, wurde ein Zahn von *Diplodus bohemicus* QUENST. (= *Pleuracanthus; Orthacanthus bohemicus* FRITSCH) untersucht und dabei festgestellt, dass die europäische Form ebenso mit Vasodentin (= verästeltes Zahnbein RÖSE) ausgestattet ist wie die texanische Art; es scheint demnach der Erhaltungszustand des von JAEKEL gewählten Stückes kein besonders guter gewesen zu sein.

Demnach dürfte die Vermuthung RÖSE's, nach welcher die ältesten Haifische Zahnbein mit einfacher Zahnmarkshöhle besessen, nicht oder vielleicht nur z. Th. richtig sein, dahingegen die Meinung JAEKEL's, der das verästelte Zahnbein für das stammesgeschichtlich ältere hält, noch mehr an Beweiskraft gewinnen.

Zum Schlusse sei noch eine kurze Diagnose der Gattung *Diacranodus* angefügt:

Schädelumriss: lanzenförmig, basaler Abschnitt der Occipitalregion mit Foramen magnum, ausserdem eine weitere Fontanelle auf dem Occipitalabschnitt; Labyrinthregion mit schlitzförmiger Parietalgrube und deutlich erhaltenen hinteren Bogengängen. Postorbitalfortsätze, dreiseitig, lateral sehr weit ausgezogen, Präorbitalfortsätze etwas schmäler. Präfrontallücke gross, zungenförmig.

Palatoquadratum halbmondförmig, hintere Hälfte bedeutend verdickt mit griffähnlichem Fortsatz zur Gelenkung mit den Postorbitalfortsätzen.

---

[1] O. JAEKEL, Über die Organisation der Pleuracanthiden. Sitz.-Ber. d. Ges. naturf. Freunde. Berlin, April 1895. p. 79.

Digitized by Google

Unterkiefer kräftig, mit tiefer, breiter Gelenkpfanne und Processus coronoideus-ähnlichem Fortsatz.

Hyomandibulare flach, spangenähnlich.

Hyoid langgestreckt, flach.

Zwei seitliche grosse Zähne und zumeist ein kleinerer mittlerer auf polsterförmiger Basis, aus Vasodentin, Dentin und in der oberen Hälfte aus einer schmalen Zone Vitrodentin zusammengesetzt.

Schluss.

Die vorhergehend erfolgte Beschreibung weicht, wie wir gesehen haben, in verschiedenen Punkten von der durch Cope gegebenen ab.

So bestehen die Granulationen, aus denen sich Cranium und Visceralskelet fast ganz — bei alten Thieren aber vollständig — aufbaut, nicht aus Gyps, sondern aus phosphorsaurem Kalk; bei polarisirtem Licht erscheinen dieselben als polygonale, verkalkte Platten mit radialstrahliger Faserstructur, wie sie ganz ähnlich bei *Torpedo* von Gegenbaur beschrieben wurde.

Suturen, welche Cope an der Hand seines reichhaltigen Materials — es lagen ihm 12 Schädel vor — nachweist, lassen sich an dem mir zur Verfügung stehenden einzigen Stück durchaus nicht constatiren. Wie bereits mehrfach erwähnt wurde, stammt dasselbe von einem sehr alten Individuum, das in seinen Maasszahlen die von Cope gegebenen bedeutend übertrifft; infolge dessen ist es leicht möglich, dass die Suturen verwischt sind. Letztere sind nach den Angaben von A. S. Woodward thatsächlich[1] vorhanden, der früher[2] die Existenz derselben stark in Zweifel zog.

Mit Recht wirft aber dieser Autor die Frage auf, der ich vollkommen beipflichten muss: Though, in the strict sense of the term, is it scarcely accurate to name the segmented parts „bones“?

Cope führt des Weiteren Belegknochen (membrane

[1] A. S. Woodward, Visit to American Museums. Geol. Mag. 1890. (3.) 7. No. 315, 316. Sep. p. 5.

[2] A. S. Woodward, Catalogue of fossil fishes in the British Museum. Part I p. XXIII u. 15. London 1889.

Digitized by Google

bones) an, die er als „frontal or supraorbital bones“ bezeichnet, welche seiner Schilderung und Abbildung nach den grösseren, vorderen Theil des von Post- und Präorbitalfortsätzen gebildeten Winkels einnehmen sollten. In vorhergehender Beschreibung wurde nicht darauf Bezug genommen, da unser Stück keine solchen Eigenschaften besitzt, wobei jedoch bemerkt wird, dass der vordere Theil des Münchener Craniums nicht durch besonders gute Erhaltung ausgezeichnet ist, indessen doch die auf den übrigen Theilen auftretende Granulirung auch hier deutlich sehen lässt.

Dagegen gestattet das Münchener Material einen genauen Einblick in die Beschaffenheit des Visceralskelets und erweitert und ergänzt dadurch die von Cope gemachten Mittheilungen.

Neben seinem *Didymodus texensis* (= *compressus* Cope non New.) hat Cope noch eine zweite Art, *D. platypternus*, auf Grund eines Unterkiefers mit zwei Zähnen aufgestellt, bei welcher im Gegensatz zu ersterer Species ein Processus coronoideus nicht auftreten soll. Cope giebt aber an, dass der Ast ziemlich zusammengedrückt ist, durch welchen Umstand diese Eigenschaft verloren gegangen sein kann.

Als zweites unterscheidendes Moment nennt er die Beschaffenheit der Zähne, deren Basalplatte rückwärts der knopfähnlichen Erhöhung eine Einkerbung und zwischen den beiden Hauptzähnen noch ein drittes kleineres Zähnchen besitzen soll. Diese beiden Eigenschaften finden sich aber auch an den Zähnen, die oben bei *Diacranodus* (*Didymodus*) *texensis* — allerdings isolirt gefunden — beschrieben wurden. An dem ziemlich reichhaltigen Material kann man nämlich bei verschiedenen Stücken ganz deutlich den Übergang von gekerbten zu ungekerbten Basalplatten beobachten, ebenso schiebt sich meistens zwischen die beiden Hauptzähne ein dritter Zahn ein, der häufig allerdings nur sehr geringe Dimensionen besitzt.

Es dürfte deshalb kaum räthlich sein, bis etwa bessere Funde die Meinung Cope's rechtfertigen, die Species *platypternus* aufrecht zu erhalten, zumal wenn man die verschieden gestalteten Zähne aus dem Rachen einer lebenden Selachierart zum Vergleich heranzieht.

Digitized by Google

Wie wir im Laufe der vorhergehenden Beschreibung ersehen haben, ähneln die Zähne unserer Gattung denen von *Pleuracanthus* nicht nur auffallend in der äusseren Gestalt, sondern auch in ihrer histologischen Zusammensetzung, so dass weitergehende Vergleiche zwischen den beiden Formen von Interesse sein dürften.

Da gerade leider in dieser Beziehung das Material der Münchener Staatssammlung zu diesem Zweck nicht ausreichend ist, wandte ich mich an Herrn Professor O. Jaekel in Berlin, dessen Bemühungen das Berliner Museum eine sehr reiche Collection von Pleuracanthiden zu verdanken hat. Herr Professor Jaekel, dem ich auch an dieser Stelle bestens danke, gab mir die erbetenen Aufschlüsse bezüglich des Schädels, woraus ich entnehmen konnte, dass derselbe die von Koken (l. c.) gegebenen Reconstructionen vollkommen billigt.

An der Hand dieser Abbildungen finden wir, dass in der That im Allgemeinen grosse Ähnlichkeit zwischen dem europäischen *Pleuracanthus* und dem texanischen *Diacranodus* besteht, dass aber *Pleuracanthus* sich durch sein weit hinter das Cranium verlängertes Palatoquadratum von unserer Gattung sehr entfernt, bei welcher dieses Element nur wenig über den Hinterrand des Craniums vorragt, das seinerseits hinwiederum durch die schaftähnliche, caudal verlängerte Occipitalregion charakterisirt ist.

Ausserdem scheint im Allgemeinen *Pleuracanthus* viel geringere Dimensionen besessen zu haben wie *Diacranodus*, wobei jedoch bemerkt sei, dass die Zähne von *Pleuracanthus bohemicus* z. B. auf Individuen von nahezu gleichen Grössenverhältnissen schliessen lassen. Auch einige der Arten, welche J. W. Davis[1] aus dem Carbon Englands beschreibt, speciell *Pleuracanthus laevissimus* Ag., dürften *Diacranodus* an Grösse nicht nachgestanden haben.

Auf die intensivere Verkalkung des Knorpels bei letzterer Gattung gegenüber den zumeist in sich zusammengesunkenen Resten der Pleuracanthiden wurde bereits bei Besprechung der histologischen Structur Bezug genommen.

[1] J. W. Davis, On the fossil fish-remains of the coal measures of the British Islands. Part I: Pleuracanthidae. The scientific Transactions of the Royal Dublin Society. 4. (2.) p. 703. 1892.

Digitized by Google

Es stellt demnach der Selachier *Diacranodus* gegenüber dem europäischen *Pleuracanthus* das entsprechende faunistische Element in den permischen Ablagerungen von Texas dar, wie beispielsweise der aus denselben Schichten stammende Stegocephale *Eryops* in dem französischen *Actinodon* seinen gleichaltrigen Rivalen hat. Und es scheint, wenn wir bei *Diacranodus* das intensiv verkalkte Knorpelcranium, bei *Eryops* das solide, überaus kräftige Schädeldach betrachten und eine Parallele mit den gleichen Skelettheilen der eben genannten europäischen Vertreter anstellen, als ob die texanischen Gattungen im Kampfe um's Dasein die mehr energischen und lebenskräftigeren Formen repräsentirten.

Tafel-Erklärungen.

Tafel XXIV.

Diacranodus texensis Cope (= *Didymodus? compressus* Cope).

Cranium mit theilweise erhaltenem Visceralskelet. Die Matrix ist entfernt und die einzelnen Elemente in eine künstliche Platte eingelassen worden. — Ca. $\frac{1}{2}$ nat. Grösse.

N = Zugang zur Nasenkapsel. D = Präfrontallücke. Pr = Präorbitalfortsatz. Po = Postorbitalfortsatz. Pg = Parietalgrube. Cr = Crista occipitalis. α = Hintere Bogengänge. F = Fontanelle. Fo = Foramen occipitale. P, Q = Palatoquadratum. Hm = Hyomandibulare. Hy = Hyoid. Md = Unterkiefer. Pc = Processus coronoideus-ähnlicher Fortsatz.

Tafel XXV.

Diacranodus texensis Cope (= *Didymodus? compressus* Cope).

Fig. 1. Fünf Zähne in verschiedener Grösse (Spitzen theilweise abgebrochen). Fünf Ansichten von oben nebst einer Unteransicht. Nat. Grösse.

„ 2. Verticalschliff durch den Zahn und den Zahnsockel. Vsd = Vasodentin. H = Haversische Canäle. D = Dentin mit Dentinröhrchen. C = Conturlinien im Dentin. Vtd = Vitrodentin.

„ 3. Querschliff durch einen Zahn. Bezeichnungen wie vorher.

„ 4. Horizontalschliff durch das Knorpelskelet (Cranium) bei polarisirtem Lichte. P = Verkalkte Platten.

Fig. 2—4 stark vergrössert.

Digitized by Google

Notizen über einige Säugethierfaunen aus dem Miocän von Württemberg und Bayern.

Von

M. Schlosser in München.

Mit Taf. XXVI.

Durch das liebenswürdige Entgegenkommen des Herrn Pfarrer Dr. J. Probst, früher in Essendorf, jetzt in Biberach, wurde es mir ermöglicht, die Säugethierreste aus der Molasse Oberschwabens, welche er schon vor längerer Zeit gesammelt hatte, aus eigener Anschauung kennen zu lernen.

Bisher waren mir nur die Zeichnungen bekannt, welche H: v. Meyer von dem grösseren Theil dieser Objecte angefertigt und in dem Münchner Museum deponirt hatte. Auf diese Stücke beziehen sich die Fossillisten in dies. Jahrb. 1865 und 1867, und in Palaeontographica **15** und **17**, welche später auch Probst in den Jahresheften des Vereins für vaterländische Naturkunde in Württemberg 1879 copirt hat.

Da nun H. v. Meyer die verschiedenen Stufen des Miocäns nicht scharf genug auseinandergehalten hat, und weil ausserdem manche der von ihm aufgestellten blossen Artnamen durch die von französischen Autoren gewählten und mit genauerer Beschreibung und Abbildungen begleiteten Bezeichnungen ersetzt werden müssen, erschien mir eine Revision dieser alten Bestimmungen im höchsten Grade wünschenswerth. Ich möchte daher an dieser Stelle Herrn Pfarrer Dr. J. Probst, der mir die Durchsicht seiner so werthvollen Sammlung mit grösster Bereitwilligkeit gestattete und mir

Digitized by Google

so die Abfassung der folgenden Notizen ermöglichte, meinen herzlichsten Dank aussprechen.

Was den Erhaltungszustand dieses Materials betrifft, so ist derselbe leider nicht sehr günstig, denn es liegen nur von einigen Artiodactylen und von einem Rhinoceroten ganze Kieferstücke vor, in den meisten Fällen aber haben wir es nur mit isolirten Zähnen zu thun.

Die Überreste vertheilen sich dem geologischen Alter nach auf zwei Horizonte, auf die obere Süsswassermolasse und auf die obere Meeresmolasse. Probst führt zwar auch Säugethierreste aus den dazwischen liegenden brackischen Paludinen-Schichten von Unterkirchberg an der Iller an (p. 255), allein ich kann mich nicht erinnern, sie in seiner Sammlung gesehen zu haben. In der Wetzler'schen Sammlung befinden sich von dort:

Chalicomys Jaegeri Kaup, viele Zähne.
Antilope sp. (= *Cervus lunatus* Mey.), ein Unterkiefer mit Milchzähnen und zwei Molaren.
Palaeomeryx furcatus Hensel, ein Astragalus.
„ *Meyeri* Hofm., eine Phalange.

Probst citirt:

Amphicyon major Mey.
„ *Eseri* Plieninger.
Felis sp.
Mastodon turicensis Sching.
Rhinoceros sp.
Anchitherium aurelianense Cuv.
Palaeomeryx Scheuchzeri Mey.

Die letzte dieser Bestimmungen darf unbedenklich durch *Palaeomeryx furcatus* ersetzt werden. Auch die übrigen Objecte, mit Ausnahme von *Mastodon turicensis*, dürften mit Steinheimer Arten zu identificiren sein.

Viel wichtiger sind dagegen die Säugethierreste aus der oberen Süsswassermolasse von Biberach und der nahe gelegenen Localität Heggbach. Die Süsswassermolasse ist hier wie in Reisensburg als feiner, rothbrauner Sand entwickelt, was jedoch dadurch zu erklären ist, dass die sonst grauen, glimmerigen Sande durch die nachträgliche Einwirkung von eisenhaltigen Quellen local eine, von der normalen grauen abweichende Färbung erlitten haben. Ich konnte in Biberach und Heggbach nachweisen:

Digitized by Google

	Biberach	Heggbach
Carnivoren.		
Amphicyon major Bl.	—	+
Insectivoren.		
Talpa minuta Bl.	+	—
Sorex sp.	+	—
Erinaceus sp.	+	—
Rodentia.		
Cricetodon medium Lart.	+	—
Sciurus gibberosus Hofm.	+	—
Chalicomys Jaegeri Kaup	+	—
Prolagus oeningensis Kön. sp.	+	+
Proboscidea.		
Mastodon angustidens Cuv.	+	+
Dinotherium bavaricum Mey.	—	+
Perissodactyla.		
Anchitherium aurelianense Cuv. sp.	—	+
? Ceratorhinus steinheimensis Jäg. sp.	+	—
„ *simorrensis* Lart. sp.	—	+
Artiodactyla.		
Hyotherium Soemmeringi Mey.	+	+
Dicrocerus elegans Lart.	—	+
Palaeomeryx Bojani Mey.	—	+
„ *furcatus* Hens.	+	+
„ *Meyeri* Hofm.	+	+
Dorcatherium guntianum Mey.	+	—
„ *crassum* Lart.	—	+

Von Extremitätenknochen verdienen nur die Metapodien und Tarsalien des *Ceratorhinus simorrensis* wegen ihrer Kürze besondere Erwähnung. Die Geweihe hat Rütimeyer z. Th. in seiner Monographie der fossilen Hirsche abgebildet. Sie gehören theils dem *Palaeomeryx furcatus*, theils, die kleineren, dem *P. Meyeri* an, einige (?) Abwürfe rühren von *Dicrocerus elegans* her.

Kieferstücke liegen nur von *Chalicomys*, *Mastodon*, *Ceratorhinus simorrensis*, *Hyotherium*, *Dorcatherium*, *Dicrocerus*, *Palaeomeryx furcatus* und *Meyeri* vor. Die von *Ceratorhinus simorrensis* vertheilen sich auf mindestens drei Individuen.

Digitized by Google

Der Unterkiefer von *Palaeomeryx Meyeri* zeichnet sich durch die Anwesenheit eines vierten Prämolaren, oder richtiger des ersten D aus, welcher trotz seiner Kleinheit zwei Wurzeln besitzt. Auch von den Unterkiefern des *Ceratorhinus simorrensis* ist einer wegen des Besitzes von je einem einzigen Milchincisiven — ID_1 —, neben welchem gerade der definitive I_2 durchbricht, erwähnenswerth. Die Oberkieferbackenzähne tragen, mit Ausnahme des überdies relativ kleinen P_2, ein sehr langes Crochet, und P_3 und P_4 sehen den echten Molaren sehr ähnlich. Im Unterkiefer befindet sich ein kleiner, einwurzeliger P_1. Die Oberkieferzähne stimmen im Ganzen recht gut mit den von Osborn[1] skizzirten überein.

Der interessanteste Fund von Heggbach besteht jedoch in einem einwurzeligen, mit einem an der Innenseite etwas eingeschnürten, geraden Joche versehenen Zahn, welchen ich unbedenklich für den P_2 von *Dinotherium bavaricum* ansprechen möchte. Dass *Dinotherium* von einer Gattung mit drei Prämolaren abstammt, kann keinem Zweifel unterliegen, es ist daher auch recht wohl möglich, dass ein solcher, der Reduction verfallener Zahn auch bei einem geologisch jüngeren Typus wenigstens individuell wieder vorkommt.

Nach H. v. Meyer wäre auch *Anthracotherium magnum* bei Heggbach gefunden worden. Das fragliche Object ist jedoch ein nicht genauer bestimmbarer, stark abgekauter Zahn, der vielleicht als D von *Mastodon* oder als P von *Rhinoceros* gedeutet werden darf, aber auf keinen Fall von *Anthracotherium* herrührt.

Die Süsswassermolasse von Heggbach und Biberach erweist sich sowohl in faunistischer als auch in petrographischer Hinsicht als die directe Fortsetzung des Flinzes, des *Dinotherium*-Sandes der bayrisch-schwäbischen Hochebene, und enthält wie dieser bei Günzburg und anderen Orten auch Mergel mit Landpflanzen, welche specifisch und auch dem Erhaltungszustande nach nicht von den Günzburger Pflanzen zu unterscheiden sind. Das Nämliche gilt auch von den bei Biberach und Heggbach einerseits und bei Günzburg etc. andererseits vorkommenden Reptilien und Gastropoden.

[1] Phylogeny of the Rhinoceroses of Europe. Bulletin of the American Museum of Natural History. New York 1900. p. 257. Fig. 13 B.

Digitized by Google

Diese Süsswassermolasse setzt sich in Württemberg südlich bis zum Bodensee fort und nimmt bei Bregenz noch an der Bildung der Alpen Theil, wie das Vorkommen von *Mastodon angustidens* in den Kohlen am Ostfusse des Pfänders zeigt, jedoch scheinen gute Aufschlüsse sehr viel seltener zu sein als in Bayern. Südlich von Biberach und Heggbach haben nur wenige Orte, darunter die Umgebung von Ravensburg, Überreste von Säugethieren geliefert und diese Funde vertheilen sich auf

Chalicomys Jaegeri.	Rhinoceratidae ind.
Prolagus oeningensis.	*Hyotherium Soemmeringi.*
Mastodon angustidens.	*Palaeomeryx furcatus.*

Hier sei gelegentlich auch das Vorkommen von *Lagopsis verus* Hensel in der obermiocänen Braunkohle von Deggenhausen bei Heiligenberg in Baden erwähnt, von welcher H. v. Meyer in seinem Manuscript eine von mir später copirte Zeichnung eines Unterkieferfragmentes gegeben hat.

Die obere Meeresmolasse.

Diese Ablagerung enthält, obwohl man in ihr eigentlich überhaupt keine Überreste von Landsäugethieren erwarten sollte, eine nicht ganz unbeträchtliche Menge von solchen Arten. Freilich bestehen die überlieferten Reste fast ausschliesslich aus isolirten Zähnen, welche überdies infolge ihrer nicht seltenen Abrollung der Bestimmung manchmal recht bedeutende Schwierigkeiten in den Weg legen. Die Meeresmolasse wird im Gegensatz zu der auf das südliche Ufer der Donau beschränkten oberen Süsswassermolasse von diesem Fluss durchquert. Von den Localitäten, welche nach Probst (l. c. p. 240) bis jetzt Landsäugethierreste geliefert haben, kommt für uns eigentlich nur der südlich der Donau gelegene Fundort Baltringen in Betracht. Die Localität Hausen bei Pfullendorf hat dieser Autor, weil bereits ausserhalb Württemberg, in Baden befindlich, nicht erwähnt, und die Localität Rammingen nennt er wohl deshalb nicht, weil die hier gefundenen Säugethierreste in der Wetzler'schen Sammlung — jetzt dem Münchner palaeontologischen Museum einverleibt — aufbewahrt wurden. Sie enthält allerdings auch jene von Niederstotzingen und Einiges aus Ermingen, jedoch vermisse ich unter diesem Materiale fast alle Arten, welche Probst von diesen

Digitized by Google

beiden letzteren Localitäten citirt, während mir umgekehrt von dort auch manche neue Überreste vorliegen. Die von den Localitäten Siessen und Ursendorf namhaft gemachten Formen kenne ich nicht aus eigener Anschauung und lasse sie daher lieber bei Seite, zumal da sie augenscheinlich insgesammt auch in Baltringen anzutreffen waren.

	Baltringen	Kammlingen	Erringen	Stotzingen	Hausen
Insectivora.					
Talpa minuta Bl.	+	—	—	—	—
Carnivora.					
Amphicyon cf. *major* Bl.	+	—	—	—	—
„ sp. *intermedius* Mey.	—	—	+	?	+
Lutra?	+	—	—	—	—
Viverra	+	—	—	—	—
Rodentia.					
Prolagus oeningensis Kön. sp.	+	—	—	—	—
Steneofiber Eseri Mey. sp.	+	—	+	—	—
Proboscidia.					
Dinotherium bavaricum Mey.	+	—	—	—	—
Mastodon angustidens Cuv.	+	—	—	—	—
Perissodactyla.					
Paratapirus helveticus Mey. sp.	+	+	—	—	+
Brachypotherium aurelianense Nouel sp.	+	—	—	—	—
Aceratherium platyodon Merm.	+	—	—	—	—
„ *tetradactylum* Lart.	—	—	—	+	—
Diceratherium Douvillei Osb.	+	—	—	—	?
Artiodactyla.					
Listriodon Lockhardti Pom.	—	—	—	+	—
Palaeochoerus aurelianensis Schl.	+	—	—	—	—
Hyotherium Soemmeringi Mey.	+	?	—	—	+
Choerotherium sansaniense Lart. sp.	+	—	—	—	+
Caenotherium	+	—	—	—	—
Palaeomeryx Kaupi Mey.	+	—	—	—	—
„ *furcatus* Hensel	+	?	—	—	—
„ cf. *Meyeri* Hofm.	+	+	—	—	—
Antilope lunata Mey. sp.	+	—	—	—	—

Digitized by Google

Die Zahl der Carnivoren-Arten lässt sich nicht näher ermitteln. Sie ist in Wirklichkeit sicher grösser, als es nach dieser Tabelle den Anschein hat. Allein bei der Unvollkommenheit des Materiales können wir nur die Anwesenheit von einem grösseren und einem kleineren Amphicyoniden constatiren; da jedoch obere Molaren nicht bekannt sind, so bleibt es sogar ungewiss, ob wir es wirklich mit der Gattung *Amphicyon* oder mit der Gattung *Dinocyon* oder *Pseudocyon* zu thun haben; es ist nur das Eine sicher, dass sich die unteren Molaren viel eher mit solchen von obermiocänen als mit solchen von untermiocänen Formen vergleichen lassen. Von kleineren Carnivoren liegen nur Kieferfragmente, Incisiven, Caninen und ein Calcaneum vor.

Über das Vorhandensein von *Prolagus oeningensis* ist kein Zweifel möglich, dagegen stimmen die *Steneofiber*-Zähne viel eher mit denen von *Steneofiber Eseri* aus dem Untermiocän als mit denen von *Jaegeri* und *minutus* aus dem Obermiocän überein, denn für den letzteren sind sie zu gross und für den ersteren viel zu klein.

Die Anwesenheit von *Dinotherium* und *Mastodon* in Baltringen ist mit absoluter Sicherheit festgestellt. Dass *Mastodon* in Europa noch tiefer hinabgeht als in das Obermiocän, war schon bisher im höchsten Grade wahrscheinlich, denn dieses Genus wurde bereits von Studer in der schweizerischen Meeresmolasse beobachtet. Wohl aber hatte es bisher den Anschein, als ob *Dinotherium* erst im Obermiocän aufgetreten wäre, und manche Autoren waren daher der Ansicht, dass die Schichten von Georgensgmünd, Undorf, Steinheim, Sansan und Göriach wegen des Fehlens von *Dinotherium*-Resten geologisch älter sein müssten als der bayrisch-schwäbische *Dinotherium*-Sand, Simorre und La Grive St. Alban. Ich habe mich freilich mit dieser Auffassung niemals befreunden können, sondern mir die Abwesenheit von *Dinotherium* immer nur durch facielle Abweichungen erklärt. Das Vorkommen von *Dinotherium* in Baltringen zeigt nun, dass meine Ansicht die richtigere sein dürfte. Überdies führt auch Gervais (Zoologie et Paléontologie générales. p. 157) unter den Arten aus den Sables de l'Orléanais *Dinotherium bavaricum* an.

An sichere Überreste des *Anchitherium aurelianense* in

Digitized by Google

Baltringen kann ich mich nicht erinnern, ein von H. v. Meyer als *Anchitherium* bestimmter, stark abgekauter Zahn rührt wohl von einem Rhinocerotiden her, dagegen ist die Anwesenheit des im Untermiocän so verbreiteten *Paratapirus helveticus* in der Meeresmolasse mit absoluter Sicherheit festgestellt, denn alle hieraus bekannten Tapir-Zähne sind für den obermiocänen *Tapirus Telleri* viel zu klein. Die Rhinoceroten sind im Mittelmiocän in der That durch besondere Arten vertreten, nur *Aceratherium tetradactylum* dürfte vielleicht schon hier neben seinem Vorfahren, *A. platyodon*, gelebt haben. Dagegen ist *Brachypotherium aurelianense* wirklich verschieden von *Br. brachypus*, seinem Nachkommen im Obermiocän, wenigstens sind alle Zähne und Knochen des letzteren stets merklich grösser als bei *aurelianense*. Von *Diceratherium* kommen kleine Zähne in der Meeresmolasse vor, sie dürfen wohl zu dem freilich wenig bekannten *D. Douvillei* gestellt werden.

Was die Artiodactylen betrifft, so konnten von obermiocänen Arten *Hyotherium Soemeringi*, *Choerotherium sansaniense*, *Plaeomeryx Kaupi* und *Antilope lunata* = *Cervus lunatus* Mey. mit voller Sicherheit in der Meeresmolasse ermittelt werden, während die Anwesenheit von *Palaeomeryx furcatus* und *Meyeri* wegen der Dürftigkeit des Materiales — meist isolirte Zähne oder Fragmente von solchen — einigermaassen zweifelhaft bleibt, zumal da auch die Geweihe von jenen des *P. furcatus* etwas verschieden sind, und an dem Kieferfragment eines *P. Meyeri* die beiden letzten Molaren nicht die volle Grösse von jenen des echten *Meyeri* erreichen, und weil ausserdem, wie die noch zu besprechende Fauna von Solnhofen zeigt, im Mittelmiocän thatsächlich mehrere selbständige Arten dieser Gattung gelebt haben. *Palaeochoerus aurelianensis* scheint eine gut umgrenzte Species des Mittelmiocäns zu sein. Mit welcher der drei aus Sansan beschriebenen Antilopen-Arten *Antilope, „Cervus lunatus* Mey.“ identisch ist, wird sich erst dann feststellen lassen, wenn auch in der Meeresmolasse Hornzapfen zum Vorschein gekommen sein werden, ein glücklicher Zufall, auf den wir kaum mehr hoffen dürfen, da die Sandsteine der Meeresmolasse nicht mehr als Bausteine gebraucht und daher auch leider nicht mehr gebrochen werden. *Dorcatherium*-Zähne habe ich in der

Digitized by Google

Probst'schen Sammlung nicht gesehen, doch ist an dem Vorkommen dieser Gattung in der Meeresmolasse kaum zu zweifeln, da Studer solche Reste auch in der schweizerischen Meeresmolasse gefunden hat. H. v. Meyer's Angabe basirt auf einem Astragalus, welcher jedoch einem kleinen Suiden angehört. Für den wichtigsten aller Baltringer Funde halte ich jedoch einen, allerdings bisher Unicum gebliebenen, Oberkiefermolaren von *Caenotherium*. Dieser Zahn wurde von Herrn Dr. Probst selbst aus dem Gestein herausgelöst und gleicht auch in seinem Erhaltungszustande allen übrigen Zähnen aus Baltringen, so dass es ganz unwahrscheinlich wird, dass es sich um eine Täuschung hinsichtlich des Fundortes oder doch um eine Verschleppung auf secundäre Lagerstätte handeln könnte, insofern der Zahn etwa aus dem Untermiocän von Ulm stammte und in die Meeresmolasse eingebettet worden wäre. Es hat vielmehr doch eher den Anschein, als ob *Caenotherium* auch noch im Mittelmiocän gelebt hätte, zumal da auch Gervais in Zoologie et Paléontologie générales p. 157 die Gattung *Caenotherium* in seiner Liste der in den Sables de l'Orléanais beobachteten Säugethiere angiebt, und weil ausserdem auch in der noch zu besprechenden Spaltausfüllung im lithographischen Schiefer von Solnhofen, welche ihrer Fauna nach unzweifelhaft während der Ablagerung der oberen Meeresmolasse erfolgte, ebenfalls einige Knochen gefunden worden sind, welche sich nur auf Caenotheriiden beziehen lassen.

Ich hatte früher[1] die Säugethierreste von Biberach und Heggbach, welche ich bisher nur aus den Abbildungen in H. v. Meyer's Manuscripten kannte, irrigerweise für gleichalterig mit jenen von Baltringen, Ermingen, Rammingen etc. gehalten. Es ist mir daher äusserst lieb, dass ich nach persönlicher Besichtigung aller dieser Objecte meinen Irrthum an dieser Stelle berichtigen kann.

Um die Kenntniss der im Miocän des Südostens von Württemberg vorkommenden Säugethiere zu vervollständigen, füge ich hier auch ein Verzeichniss der in den untermiocänen Süsswasserablagerungen von Ulm gefundenen Arten bei.

[1] Schlosser, Beiträge zur Kenntniss der Säugethierreste aus den süddeutschen Bohnerzen. Geologische und palaeontologische Abhandlungen Koken. 5. (IX). Heft 3. 1902. p. 134.

Digitized by Google

Die untere Süsswassermolasse.

Säugethiere aus diesen, die Meeresmolasse unterlagernden bräunlichen Mergeln und graubraunen Kalken mit zahlreichen *Helix*-Schalen sind nur in der nächsten Umgebung von Ulm — Eggingen, Haslach, Michelsberg und Eselsberg — gesammelt worden, und zwar dürfte von den verschiedenen, hier zu Stande gebrachten Collectionen die Wetzler'sche, wenigstens was die Zahl der Arten betrifft, bei Weitem die vollständigste sein, weshalb ich sie auch ausschliesslich dem folgenden Verzeichnisse zu Grunde lege, das sich allerdings wesentlich von der von H. v. Meyer gegebenen und mehrfach copirten Fossilliste wesentlich unterscheidet. Ich konnte hier feststellen:

Insectivora.

Talpa Meyeri Schl.
„ *brachychir* Mey.
Sorex Neumayrianus Schl.
Dimylus paradoxus Mey.
Cordylodon haslachensis Mey.

Rodentia.

Titanomys visenoviensis Mey.
Plesiospermophilus Feignouxi Pom.
Theridomys parvulus Schl.
Myoxus murinus Pom.
„ *Wetzleri* Schl.
Steneofiber Eseri Mey. sp.

Carnivora.

Amphicyon lemanensis Pom.
„ *rugosidens* Schl.
„ *ulmensis* Schl.
Potamotherium Valetoni Pom.
Plesictis robustus Pom.
„ *lemaneysis* Pom.
„ *palustris* Pom.
„ *minimus* Filh.
Palaeogale minuta Gerv. sp.
Palaeogale Waterhousi Pom. sp.
„ *mustelina* Pom.
Stenogale brevidens Mey. sp.
Herpestes priscus Filh.

Perissodactyla.

Chalicotherium Wetzleri Kowal.
Aceratherium lemanense Pom.
Diceratherium Croizeti Pom.
Paratapirus helveticus Mey. sp.

Artiodactyla.

Palaeochoerus Meisneri Mey. sp.
Caenotherium laticurvatum Pom.
„ *metopias* Pom.
Dremotherium Feignouxi Pom.
Amphitragulus elegans Pom.
„ *lemanensis* Pom.
„ *Boulangeri* Pom.
„ *gracilis* Pom.
„ *Pomeli* Filh.

Marsupialia.

Peratherium frequens Mey. sp.

Von der Fauna der oberen Süsswassermolasse ist diese Thierwelt wenigstens den Arten nach, sowie durch das Fehlen von Proboscidiern und von *Anchitherium* und durch die Anwesenheit von Marsupialiern scharf geschieden, aber nichts

Digitized by Google

desto weniger bestehen doch sehr enge genetische Beziehungen zwischen den hier vorkommenden und den späteren Formen der Insectivoren, Rodentier, Carnivoren, Perissodactylen und Artiodactylen. Nur die Marsupialier treten hier zum letztenmale in Europa auf und die Caenotheriiden haben den Höhepunkt ihrer Entwickelung erreicht, während sie zur Zeit der Ablagerung der oberen Meeresmolasse sicher im Aussterben begriffen sind. Dagegen haben sich alle übrigen Formen bis in das Obermiocän und meist sogar bis in die Gegenwart erhalten, wenn auch grösstentheils in wesentlich veränderter Gestalt. Nur bei den Insectivoren, den Nagern und den Carnivoren, mit Ausnahme von *Amphicyon* und *Potamotherium*, haben bloss geringfügige Veränderungen stattgefunden.

Ich muss hier noch auf einen zwar leicht begreiflichen, aber gleichwohl recht folgenschweren Irrthum H. v. Meyer's hinweisen, weil derselbe mehrfach auch in die Literatur übergegangen ist und den thatsächlich bestehenden grossen Unterschied zwischen den verschiedenen Säugethierfaunen des süddeutschen Miocän wesentlich abzuschwächen geeignet wäre.

H. v. Meyer führt nämlich in seinem Verzeichniss auch *Anchitherium aurelianense* an. Diese Bestimmung ist absolut falsch, die betreffenden Stücke sind, wie übrigens auch schon Kowalevski gezeigt hat, nichts Anderes als die Milchzähne von *Chalicotherium Wetzleri*. *Anchitherium* hat zur Zeit, als die Mergel und Kalke der unteren Süsswassermolasse abgesetzt wurden, in Europa noch nicht existirt. Diese Ablagerung entspricht der Zeit nach den Litorinellenkalken des Mainzer Beckens, dem Indusienkalke von St. Gérand le Puy, Allier, und den Asphaltmergeln von Pyrimont in Savoyen. Alle diese haben bis jetzt ebenfalls noch keine Überreste von *Anchitherium* geliefert und werden auch sicher niemals solche liefern.

Die Spaltausfüllung im lithographischen Schiefer von Solnhofen.

In meiner oben citirten Arbeit über die Säuger aus den süddeutschen Bohnerzen habe ich bereits auch die Solnhofer Säugethierfauna behandelt. Seitdem hat sich zwar das mir zu Gebote stehende Material mindestens verdreifacht, ohne dass jedoch die Zahl der Arten einen erheblichen Zuwachs

Digitized by Google

erfahren hätte. Wohl aber ist es jetzt möglich geworden, einige problematische Stücke mit Sicherheit zu bestimmen. Der Erhaltungszustand muss als ein sehr günstiger bezeichnet werden, und erinnert ganz an jenen der Thierreste aus den Phosphoriten von Quercy, namentlich an jene der Localität Mouillac, nur ist die Färbung der Knochen gelb oder gelbbraun anstatt röthlich. Wie in den Phosphoriten liegen auch hier die Knochen der verschiedensten Arten bunt durcheinander gewürfelt. Kiefer und Zähne sind im Verhältniss zu den Extremitätenknochen recht selten. Die Reste vertheilen sich auf:

Edentata?

„Lutra" franconica Quenst.

Rodentia.

Prolagus oeningensis Kön. sp.
Sciurus sp.
Pseudosciurus sp.

Carnivora.

Amphicyon socialis n. sp.
Cephalogale sp.
Stenoplesictis Grimmi Schl.
Palaeogale.

Proboscidia.

Mastodon angustidens Cuv. var. *turicensis.*

Perissodactyla.

Brachypotherium aurelianense Nouel sp.

Artiodactyla.

Listriodon sp.
Palaeochoerus? Choerotherium sansaniense Lart.
Caenotherium sp.
Palaeomeryx annectens Schl.
„ *simplicicornis* Schl.
„ sp. Grösse von *Amphitragulus Boulangeri* Pom.

Amphicyon socialis n. sp.

Von diesen *Amphicyon* erhielt ich jetzt auch Kieferstücke mit Zähnen, sowie isolirte untere Molaren, und diese zeigen nun, dass wir es mit einer vollkommen neuen Art zu thun haben. Von jenen des *A. rugosidens*[1] aus Ulm, welcher ungefähr die nämlichen Dimensionen besass, unterscheiden sie sich schon durch ihre glatte Oberfläche, M_1 besitzt einen verhältnissmässig sehr grossen und namentlich sehr breiten Talon und ebenso ist auch M_2 erheblich breiter als die Vorderpartie, Trigonid, des M_1. Der Innenhöcker des Talons dieser

[1] Schlosser, Über die Bären und bärenähnlichen Formen des europäischen Tertiärs. Palaeontographica. **46**. 1899. p. 113. Taf. XIII Fig. 1, 7—9.

Digitized by Google

Zähne ist als lange, ziemlich hohe Schneide entwickelt. An sämmtlichen unteren Prämolaren fehlen Nebenzacken vollständig. Diese Zähne sind überhaupt sehr klein im Verhältniss zu den M. Der Kiefer ist auch unter dem Canin nicht viel niedriger als hinter dem M_1. Wie die so wichtigen oberen P_4 und M_1 beschaffen waren, lässt sich freilich nicht mit voller Bestimmtheit angeben, jedoch wird es nach der Analogie mit den Zähnen von *Pachycynodon crassirostris* höchst wahrscheinlich, dass der obere P_4 relativ kurz und sehr plump war und mit einem sehr kräftigen, ziemlich weit zurückstehenden Innenhöcker versehen war, und dass der sehr grosse M_1 infolge der Anwesenheit eines mit dem vorderen verbundenen hinteren Innenhöckers eher rechteckigen als dreieckigen Querschnitt besessen haben dürfte. M_2 hatte vermuthlich einen undeutlich viereckigen Umriss. Die Extremitätenknochen zeigen keine nennenswerthen Abweichungen von jenen des *Amphicyon lemanensis*, nur sind die Metacarpalien, Metatarsalien und Phalangen viel dünner, aber keineswegs etwa dabei relativ länger als bei jenen des *A. lemanensis* von Ulm.

Die bis jetzt gefundenen Überreste bilden mehr als den dritten Theil aller Solnhofer Säugethierreste und vertheilen sich nach der Zahl der vorliegenden linken Calcaneumknochen — 8 — und der rechten Unterkiefer — 5 — ganz sicher auf mindestens acht Individuen. Diese grosse Häufigkeit der *Amphicyon*-Reste lässt darauf schliessen, dass diese Thiere gesellig nach Art der Höhlenbären in einer Felsnische gelebt und in ihren Schlupfwinkel die erbeuteten Hufthiere, namentlich die *Palaeomeryx*, eingeschleppt haben.

Palaeomeryx simplicicornis n. sp.

Von Palaeomeryciden habe ich bisher in Solnhofen drei Arten unterschieden, von denen die häufigste in der Grösse mit der kleinsten der Tuchorschitzer Arten identisch ist, für welche ich jedoch keinen besonderen Speciesnamen aufgestellt habe. Die übrigens recht seltenen Reste der grössten Art habe ich als *P. annectens* bestimmt. Es wäre nun doch nicht unmöglich, dass es sich bei ihnen nur um besonders grosse Individuen von *Palaeomeryx* sp. handeln dürfte, für welche Art ich jetzt den Namen *P. simplicicornis* vorschlagen möchte.

Digitized by Google

Schädelfragmente mit Geweihen, sowie isolirte Stangen haben sich jetzt in ziemlicher Menge gefunden, allein von keinem einzigen sind die Enden vorhanden, so dass es durchaus ungewiss bleibt, ob die Geweihe stets nur im Spiesserstadium verblieben, oder ob es schon zur Bildung eines Gablergeweihes gekommen ist. Die Spitze einer dieser geraden Stangen ist stark corrodirt, so dass es den Anschein gewinnt, als wäre hier ein Abwurf erfolgt, doch kann dies ebenso gut eine einfache Sprosse, als auch eine Gabel gewesen sein. Im Allgemeinen uud auch in der Grösse erinnern diese Geweihe an jenes von Reisensburg bei Günzburg, welches von Rütimeyer[1] abgebildet wurde und jedenfalls dem *P. Meyeri* Hofm. angehört, nur zeigt dieses an seinem Oberende eine auffallend starke Verästelung, welche bei den Solnhofer Palaeomeryciden schwerlich vorhanden war. Es wäre daher wohl möglich, dass dieser letztere auch wirklich nur ein einfaches Spiessergeweih besessen hätte, wie das für den ersten geweihtragenden Cerviden auch theoretisch wahrscheinlich ist. Ausser mit einem Geweih war die Solnhofer Art aber auch noch mit säbelförmigen Eckzähnen bewaffnet, nur wurden sie hier nicht mehr so lang wie bei den geweihlosen Gattungen *Dremotherium* und *Amphitragulus* im Untermiocän, sondern haben im Verhältniss zur Grösse des Thieres ungefähr die nämlichen Dimensionen wie jene von *Palaeomeryx furcatus*. Auch hinsichtlich der Reduction der proximalen Rudimente der Seitenzehen steht der Solnhofer Palaeomerycide schon auf der nämlichen Stufe der Entwickelung wie jener von Steinheim. während *Dremotherium* und *Amphitragulus* am oberen Ende des Canon noch deutliche Facetten für die seitlichen Metapodien besitzen. Dagegen verhält sich der kleinste der Solnhofer Palaeomeryciden hierin, sowie infolge der Anwesenheit von kräftigen distalen Metacarpale II und V noch ganz wie *Amphitragulus*. In der Grösse kommt er dem *A. Boulangeri* Pom. am nächsten.

Was die Solnhofer Suidenreste betrifft, so bin ich geneigt, zwei grosse dicke Phalangen auf *Listriodon* zu beziehen, die

[1] Geschichte der Hirsche. Abhandl. der schweiz. palaeont. Gesellsch. 8. 1881. Taf. I Fig. 2, 3.

Digitized by Google

einzige bis jetzt gefundene Tibia hingegen dürfte wegen ihrer Kleinheit zu *Choerotherium sansaniense* gehören.

Dass in Solnhofen Caenotheriidenknochen vorkommen, habe ich schon früher erwähnt. Andere alterthümliche Elemente der dortigen Fauna sind auch *Pseudosciurus* — durch einen charakteristischen Humerus vertreten —, sowie die Carnivorengattungen *Stenoplesictis*, *Palaeogale* und *Cephalogale*. Hingegen spricht das Vorkommen von *Mastodon turicensis* und *Brachypotherium aurelianense* doch mit aller Bestimmtheit für ein mittelmiocänes Alter dieser Fauna.

Lutra franconica Quenst. sp.

Die räthselhaftesten Säugethierreste aus Solnhofen sind jene, auf welche Quenstedt[1] seine *„Lutra" franconica* begründet hat, von deren Carnivorennatur ich jedoch jetzt nach Besichtigung dieser Originale und nachdem auch die Münchner palaeontologische Sammlung einige zweifellos der nämlichen Gattung angehörige Knochen erhalten hat, keineswegs mehr überzeugt bin. Es liegen mir jetzt ausser den Ober- und Unterarmknochen auch vor Metacarpale II, III, IV, Femur, Tibia und Calcaneum, welche ich auf umstehender Tafel abbilden lasse. Ein Vergleich dieser Stücke mit den entsprechenden Knochen von *Lutra* und *Potamotherium Valtoni* zeigt so viele wesentliche Abweichungen, dass wir es auf keinen Fall mit einem Carnivoren zu thun haben können. Ganz fremd ist nämlich dem Carnivorenhumerus die Verlängerung der Deltoidcrista bis zum Foramen entepicondyloideum, an der Ulna wird das Olecranon niemals so hoch, das Femur hat einen starken dritten Trochanter und noch dazu dicht am äusseren Condylus und am Calcaneum befindet sich an der Aussenseite neben der Cuboidfacette ein besonderer Fortsatz. Die Metacarpalia haben ohnehin nicht die mindeste Ähnlichkeit mit solchen von Carnivoren. Auch gegenüber den Nagern, unter welchen der Grösse nach *Hystrix* und *Castor* in Betracht kommen könnten, ergeben sich fundamentale Verschiedenheiten. Es bleibt daher nur ein Vergleich mit den Knochen von Edentaten übrig.

[1] Handbuch der Petrefactenkunde. 1885. p. 47. Tab. II Fig. 18—20.

Digitized by Google

Dass sich Edentaten im europäischen Miocän finden könnten, war nach unseren bisherigen Erfahrungen freilich nicht vorauszusehen, vielmehr lag die Vermuthung überaus nahe, dass auch die wenigen, aus den Phosphoriten von Quercy bekannten Edentatenformen Europa wohl schon vor dem Miocän verlassen hätten.

Um so merkwürdiger ist es nun, dass alle oben erwähnten, den Carnivoren und auch den Nagern fremden Charaktere sich bei gewissen Edentaten wieder finden, und zwar ist die Ähnlichkeit der Solnhofer Knochen am grössten mit jenen der Gattungen *Manis* und *Orycteropus*, ohne dass jedoch eine Vereinigung mit einer dieser beiden Gattungen statthaft wäre, denn Ulna und Tibia sind denen von *Orycteropus* ähnlicher, die übrigen aber jenen von *Manis*.

Wenn ich hier von einer genaueren Schilderung dieser interessanten Objecte und der sonstigen Solnhofer Funde Abstand nehme und mich damit begnüge, einige Abbildungen zu geben, so geschieht dies deshalb, weil ich zu der Hoffnung berechtigt bin, dass diese Localität in der nächsten Zeit noch weiteres Material liefern wird, so dass sich dann eine umfangreichere Monographie verlohnen dürfte.

Dagegen möchte ich hier noch eine sehr wichtige Thatsache erwähnen. Ich habe das Alter der Solnhofer Spaltausfüllung bisher als Mittelmiocän, als Aequivalent der oberen Meeresmolasse, also des Helvetien bestimmt theils wegen des Vorkommens von *Brachypotherium aurelianense* und gewisser Arten, welche eigentlich dem Obermiocän angehören, aber auch schon in der Meeresmolasse beobachtet werden, wie *Mastodon turicensis*, *Prolagus oeningensis*, *Listriodon*, theils aber auch wegen der alterthümlichen Organisation der Carnivoren und Palaeomeryciden, sowie wegen der Anwesenheit von *Pseudosciurus* und *Caenotherium* neben obermiocänen Formen. Zu dieser, auf rein faunistischen Verhältnissen basirenden, Annahme kommt aber jetzt noch der wichtige Umstand, dass auch das Gesteinsmaterial dieser Spaltausfüllung wenigstens z. Th. vollkommen mit dem der Meeresmolasse in den südlich und westlich an das Juraplateau angrenzenden Gebieten übereinstimmt. Durch Schlämmen des grünlichen Thones erhielt ich nämlich eine, freilich nicht sehr

Digitized by Google

grosse Menge grauer und grünlicher Quarzkörnchen, die meist Stecknadelkopf-, zuweilen aber auch bis zu Erbsengrösse besitzen, wie sie auch das Gestein der Meeresmolasse von Dischingen, Niederstotzingen, Ermingen, Baltringen etc. zusammensetzen. Dass nun wirklich wenigstens eine einmalige vorübergehende Überfluthung des Juraplateaus stattgefunden hat, möchte ich trotzdem nur ungerne annehmen, ich halte es fast für wahrscheinlicher, dass diese Quarzkörnchen durch Winde transportirt worden sind, aber jedenfalls ist das Eine sicher, dass die Ausfüllung der Solnhofer Spalte zur Zeit des Helvetien erfolgt sein muss.

Da nun die Solnhofer Säugethierfauna und die Fauna der schwäbischen und schweizerischen Meeresmolasse theils aus obermiocänen, theils aus selbständigen, theils aus alterthümlichen Arten zusammengesetzt ist, so folgt daraus, dass alle Faunen, in welchen die beiden letzteren Elemente fehlen, auch sammt und sonders in das Obermiocän gestellt werden müssen, mag nun auch, wie in Georgensgemünd, Steinheim, Öningen, Sansan, Göriach die eine oder die andere Art oder Gattung, wie z. B. *Dinotherium* fehlen, welche im Flinz — dem bayrisch-schwäbischen *Dinotherium*-Sande — in der oberen Schweizer Süsswassermolasse, in La Grive, St. Alban und in Simorre mehr oder weniger häufig ist. So selbstverständlich dieser Schluss auch an sich ist, so nothwendig erscheint es gleichwohl, auf dieses Moment mit aller Entschiedenheit hinzuweisen, denn manche Autoren halten sich für berechtigt, den erstgenannten Faunen ein höheres Alter zuzuschreiben als den letzteren und namentlich die Schichten von Sansan für ein Aequivalent des Helvetien anzusehen, was aber doch nur dann statthaft wäre, wenn dort wirklich wie in der Meeresmolasse auch ältere oder doch selbständige Faunenelemente vorkämen. Andere aber möchten gar den bayrisch-schwäbischen *Dinotherium*-Sand für gleichalterig mit dem Eppelsheimer *Dinotherium*-Sande betrachtet wissen. Sie scheinen sich, abgesehen von der sonstigen faunistischen Verschiedenheit dieser beiden *Dinotherium*-Sande, nicht einmal dessen bewusst zu sein, dass auf der bayrisch-schwäbischen Hochebene allenthalben *Anchitherium*, niemals aber *Hipparion* gefunden worden ist, während für Eppelsheim gerade *Hipparion* überaus charakteristisch ist,

Digitized by Google

ohne dass jedoch jemals daselbst *Anchitherium* beobachtet worden wäre.

Ich halte diese Bemerkungen keineswegs für überflüssig, denn die erwähnten Irrthümer haben sich leider auch sogar in Lehrbüchern der Stratigraphie eingenistet und gehen trotz aller Proteste meinerseits von einer Auflage in die andere über.

Tafel-Erklärung.

Tafel XXVI.

Fig. 1. *Palaeomeryx simplicicornis* Schl. Geweih von oben und von vorne. Solnhofen.

„ 2. *Amphicyon socialis* Schl. Untere Zahnreihe von oben und von aussen. Solnhofen.

„ 3. *Palaeomeryx simplicicornis* Schl. Obere P_3—M_1 von unten. Solnhofen.

„ 4. Edentat? *„Lutra" franconica* Quenst. Metacarpale II—IV von vorne. Solnhofen.

„ 5. *Palaeomeryx simplicicornis* Schl. Untere M_2. M_3 von oben und aussen. Solnhofen.

„ 6. *Amphicyon socialis* Schl. Metacarpale III von oben und hinten. Solnhofen.

„ 7. *Amphicyon socialis* Schl. Metatarsale III von oben und hinten. Solnhofen.

„ 8. Edentat? *„Lutra" franconica* Quenst. Metacarpale IV von oben und hinten. Solnhofen.

„ 9. Edentat? *„Lutra" franconica* Quenst. Metacarpale III von oben und hinten. Solnhofen.

„ 10. Edentat? *„Lutra" franconica* Quenst. Metacarpale II von oben und hinten. Solnhofen.

„ 11. Edentat? *„Lutra" franconica* Quenst. Femur von hinten. ½ natürl. Grösse. Solnhofen.

„ 12. *Dinotherium bavaricum* Mey.? Unterer P_2 von innen und von oben. Heggbach.

„ 13. Edentat? *„Lutra" franconica* Quenst. Calcaneum von oben. Solnhofen.

„ 14. Edentat? *„Lutra" franconica* Quenst. Unterende des Humerus von vorne. Solnhofen.

Digitized by Google

Die Basalte südlich von Homberg a. d. Efze bis zum Knüllgebirge.

Von

Otto Reuber in Bremen.

Mit Taf. XXVII, XXVIII, 1 Übersichtskarte (Taf. XXIX) und 7 Figuren im Text.

Inhaltsübersicht.

Seite

Einleitung 503
Allgemeiner Theil 505
Specieller Theil.
I. Die Lichte und die Bergkette Almuthsberg—Hirschberg.
Die Lichte und Umgebung 524
Almuthsberg und Pfuhlgrund 531
Katzenhauh und Kohlschlag 533
Der Hirschberg bei Ober-Hülsa 538
II. Die Basalte östlich der Bergkette Almuthsberg—Hirschberg.
Der Ecksberg 538
Rückersbühnsköpfchen, Eisenkopf und Aschenberg 539
Burgberg Wallenstein 539
III. Die Basalte westlich der Bergkette Almuthsberg—Hirschberg.
Der Streuflingskopf 540
Almuthshäuserberg, Giersberg und Aschberg 541
Die Basalte um Lenderscheid 547
Tafelerklärung 555

Einleitung.

Während man sich bis vor Kurzem damit begnügt hatte, die Basalte Niederhessens lediglich von allgemein geologischen Gesichtspunkten aus zu betrachten[1], ist in den letzten Jahren

[1] Vergl. z. B.: Volckmar, Geologische Schilderung der Gegend von Homberg im Reg.-Bez. Cassel. Marburg 1876.

Digitized by Google

hauptsächlich durch die Professoren F. Rinne-Hannover und Geheimrath Max Bauer-Marburg die Aufmerksamkeit der Petrographen auf das nähere Studium dieser Gesteine gelenkt worden.

In seinen 1900 erschienenen Beiträgen zur Kenntniss der niederhessischen Basalte theilt M. Bauer[1] die Absicht mit, eine eingehende Behandlung des ausgedehnten Basaltgebietes durch eine Reihe von Monographien in die Wege zu leiten. Zwei dieser Arbeiten sind mittlerweile aus dem Marburger Mineralogischen Institut hervorgegangen. Die eine, von Carl Trenzen[2], handelt über die chemische Untersuchung einer Anzahl niederhessischer Basalte; in der anderen bringt W. Schultz[3] die Ergebnisse der genaueren petrographischen Durchforschung eines zusammenhängenden Theiles der Basaltvorkommen aus der Umgebung von Homberg a. E.

Die vorliegende Abhandlung soll über die Fortsetzung der Schultz'schen Untersuchungen nach Süden zu berichten, die seit Sommer 1902 von mir bis zum Knüll ausgeführt worden ist. Über dieselbe Gegend hat auch schon M. Bauer[4] in einem vorläufigen Berichte an die k. preuss. Akad. d. Wissensch. einige Mittheilungen gemacht.

Das untersuchte Gebiet umfasst die ganze nördliche Hälfte des Messtischblattes Schwarzenborn der kurhessischen Generalstabskarte und greift noch etwas auf Blatt Homberg über. Seine Südgrenze stimmt ungefähr mit derjenigen des Blattes Waldeck—Cassel der v. Dechen'schen geologischen Karte von Rheinland und Westfalen überein, welche eine Übersicht über die allgemeinen geologischen Verhältnisse bietet. Die benachbarten Berge des eigentlichen Knüll wurden des Zusammenhanges halber zwar in die Untersuchungen einbezogen, von der Detaildarstellung jedoch ausgeschlossen. Gar nicht mehr berücksichtigt wurden die Vorkommen südlich von Schwarzenborn. Dieselben sind z. Th. bereits von

[1] Sitz.-Ber. d. k. preuss. Akad. d. Wiss. 1900. p. 1023 ff.

[2] Beiträge zur Kenntniss einiger niederhessischer Basalte. Dies. Jahrb. 1902. II. 1.

[3] Beiträge zur Kenntniss der Basalte aus der Gegend von Homberg a. E. Dies. Jahrb. 1902. Beil.-Bd. XVI.

[4] Sitz.-Ber. d. k. preuss. Akad. d. Wiss. 1903. 44. 992—996.

Digitized by Google

Prof. Oebbeke-Erlangen beschrieben[1] und von H. Wolff[2] chemisch untersucht worden.

Allgemeiner Theil.

Was zunächst die allgemeinen geologischen Verhältnisse des niederhessischen Berglandes anlangt, so findet man eine übersichtliche Zusammenstellung der bisherigen Forschungsergebnisse im zweiten Theile der unten[3] angegebenen inhaltreichen Arbeit von F. Rinne. Danach gehört unser Gebiet einer wesentlich im Buntsandstein verlaufenden, N.—S. streichenden, breiten Grabenversenkung an, die als Fortsetzung der oberrheinischen Tiefebene erscheint und nördlich bis über Cassel hinaus zu verfolgen ist. In dieser sogen. niederhessischen Senke haben sich ausgedehnte, dem Oligocän und Miocän angehörende Tertiärbildungen erhalten. Während die oligocänen Ablagerungen z. Th. sicher mariner Natur sind (Casseler Meeressand), bestehen nach den bisherigen Erfahrungen die miocänen lediglich aus Süsswasserbildungen, die durch ihren Reichthum an ergiebigen Braunkohlenflözen für die Gegend von grosser wirthschaftlicher Bedeutung geworden sind. Die obersten Stufen dieser im allgemeinen leicht zerstörbaren Schichten sind allerdings bereits vielfach der Denudation zum Opfer gefallen, und öfters zeugen nur besonders widerstandsfähige Partien, wie sie in den für unser Gebiet geradezu charakteristischen, oft viele Cubikmeter haltenden Blöcken des sogen. Braunkohlenquarzites vorliegen, von ihrer einstigen Verbreitung.

Nach der Rinne'schen Übersicht gehört Niederhessen dem Bereiche zweier grossen Störungssysteme an, die schon von Leopold v. Buch[4] als für die Tektonik Deutschlands besonders wichtig erkannt und von ihm als „rheinisches“ und „nord-

[1] Beiträge zur Kenntniss einiger hessischer Basalte. Jahrb. d. k. preuss. geol. Landesanst. für 1888. p. 390—416.

[2] Beiträge zur chemischen Kenntniss der basaltischen Gesteine des Knüllgebietes.

[3] Über norddeutsche Basalte aus dem Gebiete der Weser und den angrenzenden Gebieten der Werra und Fulda. I. u. II. Jahrb. geol. Landesanst. Berlin 1892 u. 1897.

[4] Mineralogisches Taschenbuch 1824. II. p. 501.

Digitized by Google

östliches System" bezeichnet worden sind. Das rheinische System besteht aus einer Schaar von N.—S.-Brüchen, das nordöstliche aus SO.—NW. streichenden Spalten.

Es liegt sehr nahe, dass man bald begann, einen ursächlichen Zusammenhang zwischen diesen Dislocationen und den hessischen Basaltvorkommen zu vermuthen[1], und auch ich halte es für durchaus wahrscheinlich, dass die Basalte unserer Gegend auf solchen Stellen gelösten oder stark gelockerten Gesteinsverbandes emporgedrungen sind. Viele unserer Vorkommen ordnen sich in ungezwungener Weise in das angeführte Buch'sche Spaltensystem ein, besonders, wenn man bedenkt, dass für die Spalten eine strenge Regelmässigkeit des Verlaufes nicht wahrscheinlich ist, sondern vielmehr das Auftreten von Ausbiegungen und Querbrüchen erwartet werden muss. So passt z. B. die N.—S. streichende Bergkette Almuthsberg—Hirschberg (vergl. p. 524 ff.) vorzüglich in das rheinische System hinein, während die Basalte um Lenderscheid (vergl. p. 547 ff.) im Sinne des nordöstlichen Systemes angeordnet erscheinen. Ausdrücklich sei jedoch bemerkt, dass bei der grossen Anzahl der dicht benachbarten Einzelvorkommen unseres Gebietes diesem Umstand kein entscheidendes Gewicht beigelegt werden kann und ein sicheres Urtheil über diesen interessanten Gegenstand erst nach dem Abschluss der genauen Kartirung des ganzen Basaltgebietes zu erhoffen ist.

Dem Spaltensystem, das W. Schultz für die Homberger Gegend festgestellt zu haben glaubt (l. c. p. 242—243), und das ausser einer mit Buch's nordöstlichem System übereinstimmenden SO.—NW. streichenden Bruchrichtung noch eine dazu senkrechte enthält, kann schon wegen des im Verhältniss zum Gesammtgebiet sehr kleinen Beobachtungsfeldes zunächst keine grössere oder gar allgemeine Bedeutung zuerkannt werden. Dazu kommt, dass sich Schultz in seinen Begründungen auf recht zweifelhafte Annahmen stützt. So betrachtet er z. B. die basaltischen Auswürflinge der Tuffe, die mit dem den Tuff begleitenden Basalt nicht übereinstimmen, ohne Weiteres als Bruchstücke älterer, in der Tiefe anstehender

[1] Fr. Hoffmann, Übersicht der orographischen und geognostischen Verhältnisse im nordwestlichen Deutschland. 1830.

Digitized by Google

Basaltmassen, die er dann kurzer Hand als Bestätigungsmaterial für sein System benutzt (l. c. p. 242). Wenn schon die Bedenklichkeit einer solchen Hypothese sich durch den Umstand kund giebt, dass die Tuffe unserer Gegend in der Regel bunt durcheinander Auswürflinge aller möglichen im Gebiete vorhandenen Basaltvarietäten enthalten, so ist in jüngster Zeit von A. Schwantke[1] an besonders geeigneten Localitäten der directe Nachweis geführt worden, dass während ein und desselben Eruptionsactes eine gewisse Art von Differenzirung des Magmas die Herausbildung mannigfaltiger Structurvarietäten und Gesteinsmodificationen verursachen kann.

Unabhängig von diesen Beobachtungen Schwantke's, auf die wir weiter unten noch einmal zurückkommen werden, wurde ich durch die Untersuchungsergebnisse meines Materiales zu analogen Folgerungen veranlasst.

Noch stärker als seine Spaltentheorie wird durch diese Umstände die von Schultz für die Basalte der Homberger Gegend aufgestellte Alterstabelle (l. c. p. 248) dem Zweifel unterworfen. Heisst es doch bei ihm (l. c. p. 246) über die Feststellung dieser Altersverhältnisse:

„Das sicherste Hilfsmittel hierzu bot das Aufeinanderlagern verschiedener Basalte und das Studium von Basaltauswürflingen der Tuffe. Es wurde hierbei die Annahme gemacht, dass petrographisch einander völlig gleiche Gesteine dasselbe Alter haben, insbesondere, wenn sie sich in unser Spaltensystem einordnen lassen."

Dass die drei Fälle, in denen Schultz Aufeinanderlagerung verschiedener Basaltvarietäten constatirte, nicht ausreichen, um seine Aufstellungen genügend zu begründen, ist evident. Trotz besonders darauf gerichteter Aufmerksamkeit war es mir leider nicht möglich, die Zahl dieser Fälle durch mehr als zwei einwandfreie Beispiele aus meinem Gebiete zu vermehren, da in letzterem die bereits von M. Bauer (l. c. p. 7) und Schultz (l. c. p. 241) erwähnten Schwierigkeiten — ausgedehnte Waldbedeckung und Mangel an guten Aufschlüssen —

[1] Über die Tuffe der Basalte der Gegend von Marburg. Sitz.-Ber. d. Ges. z. Beförd. d. ges. Naturwiss. zu Marburg. Juli 1903.

Digitized by Google

sich in sehr hohem Maasse geltend machten. Zu Beginn der Untersuchungen waren die Brüche am Radenberg bei Lenderscheid und ein Bruch an der Nordwestecke des Aschberges gegenüber Sondheim die einzigen grösseren Aufschlüsse. Im Laufe des Jahres 1903 wurden im Rabenwald nordwestlich von Lanertshausen und am Nordabhang der Lichte je ein weiterer Bruch in Angriff genommen; aber nirgends waren Auflagerungen der gesuchten Art zu beobachten. Die erwähnten beiden Beispiele beschränken sich auf zwei Vorkommen, deren Gipfelpartie eine von der übrigen Gesteinsmasse abweichende petrographische Ausbildung zeigt, ohne dass jedoch eine scharfe Grenzlinie festgestellt werden konnte. Es sind dies der Almuthsberg bei Remsfeld, wo ein basanitoides Gestein (vergl. p. 525) über einem dem Hügelskopftypus[1] verwandten Feldspathbasalt liegt (vergl. p. 527 ff.) und die Blattscheide bei Leuderode, auf derem mächtigen Sockel von Feldspathbasalt ein Küppchen von typischem Dolerit sich erhebt (vergl. p. 551).

Obwohl diese beiden Fälle, von denen der zweite zugleich ein Beispiel für das von Streng[2] als das normale angesehene Verhalten ist, mit der Schultz'schen Alterstabelle nicht in Widerspruch stehen, bin ich doch der Ansicht, dass eine strenge Abhängigkeit zwischen den verschiedenen Basaltvarietäten und bestimmten, aufeinanderfolgenden Zeitepochen für die Gesammtheit aller Basalte des Gebietes nicht besteht. Eine solche Abhängigkeit würde das Vorhandensein eines homogenen, sich im Laufe der Eruptionsperiode allmählich gleichmässig ändernden Schmelzflusses in dem vulcanischen Herde unserer Laven zur Voraussetzung haben, während ich glaube, dass die Herausbildung der Varietäten wesentlich durch locale Differenzirungen des Magmas und die Constellation der beim Ergusse herrschenden physikalischen Bedingungen — z. B. des Druckes, der Erguss- und der Erstarrungsgeschwindigkeit — zu Stande kommt. Der Grund zu dieser Auffassung liegt in dem Umstande, dass sich bei vielen durchaus einheitlich erscheinenden Basaltmassen des Gebietes unter

[1] W. Schultz, l. c. p. 257—261.

[2] Vergl. das Citat auf p. 510.

Digitized by Google

dem Mikroskop mannigfache Variationen und Übergangsformen finden. Besonders verbreitet sind Formen, die von den typischen, als Erz nur Magnetit enthaltenden Feldspathbasalten zu den Doleriten hinüberführen. Über sie findet sich auch in der Literatur bereits eine Reihe von Mittheilungen, so vor Allem in den Arbeiten von Bücking[1] und von Schwantke. Eine von Schwantke an Tuffauswürflingen des Stempels bei Marburg gemachte Beobachtung[2] sei ihres grossen Interesses halber hier im Wortlaute angeführt:

„Es findet sich der Dolerit sowohl als Brocken von typischer Einschlussnatur vom Basalt umschlossen, sowie als Rinde an basaltischen Auswürflingen. Die letztere Combination ist von besonderem Interesse. Es zeigt sich, dass der Basalt nicht als fertiger Einschluss von Dolerit umgeben wurde, sondern dass einerseits der Dolerit auf die Krystallisation des Basalts einwirkte, was durch die feinkörniger werdende Structur der Grenzzone deutlich ausgeprägt ist, während andererseits die Grundmasse des Basalts in die Grundmasse des Dolerits, dessen Feldspath auch in Bruchstücken vom Basalt an der Grenze eingeschlossen wird, unmittelbar übergeht; ein deutlicher Beweis für die gemeinsame Entstehung beider in demselben Magma."

In einer anderen Arbeit Schwantke's[3] heisst es u. A.:

„Der Dolerit erscheint hier mit voller Deutlichkeit als die structurelle Modification des innerhalb der Tuffe befindlichen Basaltes."

Auch Schultz spricht davon, dass er bei einigen Gesteinen einen Übergang beider Basaltarten ineinander constatiren konnte (l. c. p. 246).

In Betreff der Schultz'schen Beobachtungen über die Kuppenform mancher Doleritvorkommen ist zu bemerken, dass das Gipfelküppchen der Blattscheide bei Leuderode hierzu ein ausgezeichnetes Analogon bildet (vergl. p. 551).

Da eine ausführliche petrographische Besprechung der

[1] Tschermak's Min. Mitth. 1878. 1. (1.) p. 101.

[2] l. c. p. 43—44. (Tuffe der Basalte der Gegend von Marburg.)

[3] Über die Basalte der Gegend von Marburg, insbesondere das Vorkommen von Amöneburg. Sitz.-Ber. der Ges. zur Beförd. d. ges. Naturw. zu Marburg No. 10. 1901. p. 170.

Digitized by Google

einzelnen im Gebiet vorkommenden Basaltvarietäten im speciellen Theile dieser Arbeit gegeben wird, können wir uns hier in dieser Beziehung auf einige allgemeine und besonders wichtige Bemerkungen beschränken.

Die meisten Vorkommen gehören zum Feldspathbasalt. Allerdings tritt derselbe in einer ganzen Reihe von Variationen auf, die sich ausser durch Korngrösse und Structur besonders häufig durch die Natur ihres Erzes von einander unterscheiden. Wie schon in den vorstehenden Ausführungen betont wurde, finden sich neben den gewöhnlichen, nur Magneteisen führenden Feldspathbasalten, die im Folgenden schlechthin als Feldspathbasalt aufgeführt werden sollen, und den im Wesentlichen nur Ilmenit enthaltenden, nach Sandberger[1] und Streng[2] als Dolerit zu bezeichnenden Basalten vielfach solche Gesteine, in denen beide Erzformen nebeneinander vorkommen, oder solche, wo das Erz eine Ausbildung zeigt, die eine sichere Entscheidung über seine Natur nicht erlaubt. Diese, ihrem Habitus nach sich bald mehr dem Feldspathbasalt, bald mehr dem typischen Dolerit nähernden Gesteine wollen wir nach dem Vorgange Schwantke's[3] kurz Basalte vom Zwischentypus nennen.

Echte Nephelinbasalte wurden nicht gefunden, obwohl bei der stets vorgenommenen Untersuchung der Schliffe mit verdünnter HCl in weitaus den meisten Fällen NaCl-Würfel entstanden und somit die Verbreitung von leicht zersetzbaren, natronhaltigen Substanzen in den Basalten unseres Gebietes eine sehr ausgedehnte ist.

Zwar treten auch bei uns Gesteine auf, die mit den in der Schultz'schen Arbeit[4] als Nephelinbasalt beschriebenen Basalten vom Mosenberg und Werrberg identisch sind. Durch Max Bauer ist jedoch in dem p. 504 citirten Bericht an die

---

[1] Dies. Jahrb. 1870. p. 206 und 1878. p. 22; Ber. d. math.-phys. Cl. d. Akad. d. Wiss. zu München. III. 1873. p. 140 ff.; Tschermak's Min. Mitth. 1878. p. 280—287.

[2] Notizblatt des Vereins für Erdkunde zu Darmstadt. IV. Folge, 11. Heft. 1890. p. 18 u. 19.

[3] Die Basalte der Gegend von Homberg an der Ohm. Dies. Jahrb. 1904. Beil.-Bd. XVIII. p. 462.

[4] l. c. p. 266 ff.

Digitized by Google

k. preuss. Akad. d. Wiss. vom Jahre 1903 festgestellt, dass die charakteristische farblose Zwischenmasse dieser Gesteine unserer Gegend vorwiegend aus xenomorphem Feldspath besteht.

Von mir — unabhängig von diesen Beobachtungen — in Bremen angestellte Untersuchungen (vergl. p. 525/526) haben ergeben, dass wir es hier in der That nicht mit Nephelinbasalten zu thun haben, sondern vielmehr mit augitreichen, basanitoidischen Gesteinen vom Gethürmser Typus Rosenbusch's[1], wie sie bereits 1895 von F. A. Hoffmann[2] aus einem südlicher gelegenen Theile Niederhessens, dem Ebsdorfer Grund, beschrieben worden sind. Ebenso wie Hoffmann's Basalt von Dreihausen zeichnen sich auch unsere Vorkommen durch einen oft geradezu überraschenden Reichthum an Biotit aus. Überhaupt ist dieses Mineral in den Basalten unserer Gegend sehr verbreitet. Dagegen wurde Leucit niemals beobachtet.

Ebensowenig wie Nephelin- und Leucitbasalte wurden Melilithbasalte, Enstatitbasalte und olivinfreie Basalte in unserem Gebiete angetroffen. Auch die Limburgite sind verhältnissmässig spärlich vertreten; doch bieten die vorhandenen Vorkommen insofern grosses Interesse, als sich bei ihnen gute Übergangsformen zu den Feldspathbasalten und zu den Basanitoiden gefunden haben (vergl. p. 531, 536, 543—544).

Was die geologische Erscheinungsart der Basaltvorkommen unseres Gebietes anbelangt, so trifft man am häufigsten langgestreckte Rücken, die gewöhnlich nur eine Decke von Basalt tragen, während der Untergrund sich aus tertiären Sedimenten oder aus Buntsandstein zusammensetzt. An einzelnen Orten haben sich noch Reste der charakteristischen Oberflächenbildungen der Laven gefunden (Doleritstrom hinter der Ziegelei am Bahnhof Frielendorf, Grosser Schöneberg, Lichte); meist sind dieselben jedoch gänzlich der Verwitterung zum Opfer gefallen, wie denn häufig das ehemalige Vorhandensein von Strömen nur noch durch ein wüstes Trümmerfeld angedeutet wird.

---

[1] Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine. 3. Aufl. 1896. p. 1012.

[2] Petrographische Untersuchung der Basalte des Ebsdorfer Grundes bei Marburg. Dies. Jahrb. 1895. Beil.-Bd. X.

Digitized by Google

Der Rückenform gegenüber treten die Basaltkuppen sowohl der Anzahl als besonders der Ausdehnung nach entschieden zurück. Die bedeutendste Kuppe des Gebietes — zugleich eine der schönsten in ganz Niederhessen — ist der aus etwas Feldspath führendem Limburgit bestehende, dicht bewaldete Streuflingskopf, der in kühner Wölbung beim Dorfe Rodemann aus dem Rühnethale emporsteigt. Im Übrigen kann nur von Küppchen die Rede sein.

Basaltgänge wurden — abgesehen von einigen 15 bis 20 cm starken Basaltadern, die gangartig den Tuff des Pferdehügels (vergl. p. 523) durchziehen — nicht beobachtet. Wahrscheinlich ist, dass manche der Basaltrücken gangartig in die Tiefe fortsetzen.

Soweit sich bei dem Mangel an guten Aufschlüssen übersehen lässt, ist in unserem Gebiete neben der unregelmässig grossblöckigen Absonderung, die in den oberen Theilen der grösseren Basaltmassen die Regel zu sein pflegt, am häufigsten die plattige Absonderung vertreten. Zuweilen sind die Platten so dünn, dass man von Schieferigkeit der Gesteine reden kann. Ausgezeichnete 5—20 cm starke Platten finden sich in den Steinbrüchen am Radenberg bei Lenderscheid (verg. p. 547). Während hier die Lagerung durchgehends mehr oder minder horizontal ist, sieht man in einem kleinen Aufschluss am sogen. Ruhlaub bei Leuderode (Westabhang des Almuthshäuserberges) einen plötzlichen Wechsel in der Orientirung der Platten auftreten, wie ihn das nebenstehende Profil andeutet (Fig. 1). Der bereits jenseits der Südgrenze des Gebiets liegende Steinbruch am Bilsteinkopf bei Ropperhausen zeigt ein prachtvolles Profil genau vertical stehender Platten, von denen sich die einen nach vorn, die andern nach hinten zu allmählich auskeilen.

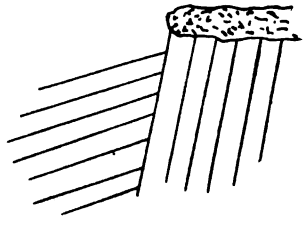


Fig. 1.

Deutlich säulenförmige Absonderung wurde nur bei dem Doleritstrom am Bahnhof Frielendorf und in dem Bruche im Rabenwald bei Lanertshausen constatirt.

Von grossem Interesse ist die erhebliche Verbreitung der

Digitized by Google

sogen. Sonnenbrennerstructur unter den Basalten unseres Gebietes. In seiner Arbeit „Das Siebengebirge am Rhein“ giebt LASPEYRES[1] folgende, Wort für Wort auf unsere Gesteine passende Charakteristik dieser Structur:

„Dieselbe ist eine im frischen Gesteine ganz versteckte Sphäroidstructur, die mit dem Liegen an der Luft immer mehr und mehr hervortritt. Zuerst zeigen sich auf dem Bruche solcher Basalte hellgraue Flecken, die strahlenförmig nach aussen in das dunkle Gestein verlaufen und kleinere dunkle Partien einschliessen. Schliesslich zerfällt das scheinbar noch ganz frische Gestein in grosse und kleine, eckig-kugelige Graupeln.“

LASPEYRES vermuthet als Ursache dieser Structur die Anwesenheit von Nephelin in den betreffenden Gesteinen. In Übereinstimmung hiermit sagt A. LEPPLA[2]:

„Die Erscheinung der sogen. Sonnenbrenner bei den Basalten beruht höchst wahrscheinlich auf der Gegenwart eines leicht zersetzbaren Natronsilicats (Nephelin) in der Grundmasse oder als Fülle der Basalte. Dieses Silicat hat die Neigung, an der Berührung mit der Atmosphäre leicht Wasser aufzunehmen und in zeolithische Zersetzung überzugehen, dabei eine Vermehrung seines Volumens zu erleiden, welche eine Bildung feiner Risse und einen allmählichen Zerfall des Gesteins, Sonnenbrenner, nach sich zieht.“

Da, wie erwähnt, die Basalte unseres Gebietes ebenfalls durch den Besitz von natronhaltigen Bestandtheilen ausgezeichnet sind, und gerade diejenigen unter ihnen besonders zur Sonnenbrennerstructur neigen, bei denen diese Bestandtheile stärker hervortreten (Gethürmser Typus), so scheinen die letzteren in der That für das Zustandekommen des Sonnenbrandes bestimmend zu sein. Dagegen wurden bei der Behandlung frischer Gesteinssplitter mit warmem kohlensauren Ammoniak auf den Bruchflächen nicht die helleren Flecken hervorgerufen, die LEPPLA bei seinem vom Westerwald, Taunus und Niederrhein stammenden Material erhielt.

---

[1] Mitth. a. d. min. Inst. d. Univers. Bonn. XII. Theil. 1901. p. 111.

[2] Über den sogen. Sonnenbrand der Basalte. Zeitschr. f. prakt. Geol. IX. Jahrg. 1901. Heft 5. p. 176.

Digitized by Google

Während die v. Dechen'sche geologische Karte für unser Gebiet nur ein einziges Vorkommen von Basalttuffen verzeichnet[1], stellte sich bei meinen Untersuchungen eine grosse Verbreitung dieser Gebilde heraus. Allerdings wird die Auffindung der Tuffe oft dadurch erschwert, dass die Humusdecke des Waldbodens sie dem unmittelbaren Anblick entzieht. Doch verräth sich in solchen Fällen ihre Anwesenheit meist durch eine eigenthümlich wellige Beschaffenheit des betreffenden Geländes. Dazu finden sich hier und da Spuren von Ausbeutung, weil der Tuff häufig so fest ist, dass er von den Landleuten — die ihn Duckstein nennen — seit Alters zu Bauzwecken verwandt wird.

Meist sind die Tuffe ausgezeichnet geschichtet. Dabei weisen die einzelnen Schichten gewöhnlich von unten nach oben eine allmähliche Abnahme in der Grösse ihrer Bestandtheile auf. Bei einem der Vorkommen (Ostabhang des Almuthshäuserberges) ist auch eine Abnahme der Korngrösse mit der Entfernung vom Eruptionsorte zu beobachten.

Die wesentlichsten Componenten der Tuffe sind Glaslapilli, Basaltlapilli, Olivinfelsstücke und Einzelkrystalle bezw. Krystallfragmente von Olivin, Augit und Hornblende. Dazu kommen mitgerissene Theile des Untergrundes, besonders Sandsteinbrocken und viele einzelne Quarzkörner. Obwohl die Hornblende sich in fast allen Tuffen unseres Gebietes gefunden hat, ist sie in den Basalten selbst bis jetzt nirgends beobachtet worden; eine neue Bestätigung für die Ansicht von der Resorption der Amphibole vor oder während der Effusionsperiode[2]. Manchmal erreichen die Hornblendekrystalle eine Grösse von 2 cm. Makroskopisch tiefschwarz, zeigen sie im Dünnschliff sehr starken Pleochroismus zwischen Weingelb und Dunkelbraun. Sie besitzen gute Spaltbarkeit. Ab und zu sieht man auch die bekannte Erscheinung der randlichen Schmelzung (geflossene Formen).

Die Glaslapilli sind in den meisten Tuffen sehr zahlreich; doch zeigen sie selten einen einige Millimeter übersteigenden Durchmesser. Ihr Glasgrund ist gewöhnlich gelb, röthlich

[1] Südlich von Holzhausen bei Homberg a. E.

[2] Vergl. auch F. Roth, Die Tuffe der Umgegend von Giessen. Diss. 1892. p. 22.

Digitized by Google

oder braun gefärbt. Fast stets führen sie Augitsäulchen und Olivinkrystalle, während Feldspathleistchen sehr zurücktreten. ja häufig gänzlich fehlen. Bemerkenswerth ist, dass dies Verhältniss auch bei Tuffen constatirt wurde, die zu gewöhnlichen Feldspathbasalten oder zu Doleriten gehören, während Schultz (l. c. p. 283) angiebt, dass die Glaslapilli der Tuffe doleritischer Gesteine neben Olivinkrystallen vorwiegend Feldspathleistchen enthielten, die Augitbildung dagegen bei der Erstarrung meist in den ersten Anfängen war.

Unter den Basaltauswürflingen herrschen diejenigen mit schlackiger Grundmasse bei Weitem vor. Im Übrigen finden sich unter ihnen alle Basalttypen der Gegend wieder, ohne dass jedoch, wie schon früher bemerkt, zwischen den Lapilli eines Tuffes und dem zugehörigen Basaltvorkommen bestimmte structurelle Beziehungen festgestellt werden konnten.

Ausser diesen geschichteten Tuffen, deren gute Erhaltung hauptsächlich der schützenden Wirkung darüber lagernder Basaltdecken zuzuschreiben ist, finden sich auch grobe Breccien, die im Wesentlichen aus schichtungslos durcheinander liegenden, mehr oder minder fest verkitteten, sehr ungleich grossen Brocken von Basalt, Olivinfels und Bruchstücken des Untergrundes (Sandstein) bestehen. Diese Bildungen, auf die Leppla bereits aufmerksam gemacht hat[1], treten sowohl an den Hängen basaltischer Rücken (Lichte, Kesselsboden) auf, als auch in einem scheinbar selbständigen Vorkommen (Burgberg von Wallenstein). Nach J. Söllner[2] sind sie auch in der südlichen Rhön ziemlich verbreitet.

Schliesslich sei noch auf die Häufigkeit von Olivinfelseinschlüssen in den Basalten und Tuffen des Gebietes hingewiesen. Manche Basalte sind so reich daran, dass ein beträchtlicher Procentsatz der ganzen Gesteinsmasse auf sie entfällt (Streuflingskopf, Kohlschlag, Katzenhauh, Hirschberg u. A.). Die technische Verwerthbarkeit dieser Gesteine wird hierdurch sehr herabgesetzt, da die Knollen infolge des lockeren Verbandes der sie zusammensetzenden einzelnen Krystallkörner an der Luft sehr schnell zu Grus zerfallen.

[1] Jahrb. d. geol. Landesanst. Berlin. 68. 1889.

[2] J. Söllner, Geogn. Beschr. der Schwarzen Berge in der südlichen Rhön. Diss. Strassburg 1901.

Digitized by Google

Am südöstlichen Hirschberg bei Ober-Hülsa wurden neben den eigentlichen Olivinfelsknollen bis faustgrosse schwarzgrüne Augitknollen (ohne Olivin) gefunden. Die Olivine der Knollen vom Quellberg bei Steindorf und vom Haideberg am Knüll (bereits ausserhalb unseres Gebietes) zeigen dieselbe intensiv rostrothe Verwitterung, wie sie von Rinne (l. c. II. p. 76) bereits an einigen anderen Orten beobachtet worden ist, und die auf einen besonders hohen Eisengehalt des Olivins hinweist.

Auch Olivinbomben mit Basaltrinde, wie sie Rinne (l. c. II. p. 76) am Kuhberg im Habichtswald gefunden hat und wie sie besonders vom Dreiser Weiher in der Eifel bekannt sind, konnten in unserem Gebiete festgestellt werden. Sie finden sich südlich von Sondheim im Tuff des nordwestlichen Aschberges (vergl. p. 546).

Specieller Theil.

I. Die Lichte und die Bergkette Almuthsberg—Hirschberg.

Die Lichte und Umgebung.

Südlich von Holzhausen bei Homberg a. d. Efze wird die linke Flanke des hier etwa OSO.—WNW. streichenden Efzethales von einem basaltischen Rücken gebildet, dessen Nordabhang bis zur Höhe hinauf unbewaldet ist und daher als „die Lichte“ bezeichnet wird, während der mit Wald bedeckte Südabhang den Namen „Schusterwald“ führt.

Der höchste Theil der Lichte selbst, auf dem nur vereinzelte, aus der Grasnarbe hervorragende Blöcke die Natur des Untergrundes verrathen, sowie der mit vielen Basalttrümmern bedeckte Schusterwald bestehen aus einem und demselben Dolerit, dessen mikroskopisches Bild (vergl. Taf. XXVII Fig. 2) von dem des gewöhnlichen Dolerites (Londorfer Typus) in mancher Beziehung abweicht. Die Grundmasse des Gesteines ist holokrystallin. Sie besteht aus Plagioklas, Augit und Erz, wobei der Plagioklas an Menge bedeutend überwiegt. Oft liegen die langen, nach dem Albitgesetz verzwillingten Feldspathleisten so dicht gedrängt, dass sie sich gegenseitig in ihrer

Digitized by Google

äusseren Formenausbildung behindern und zuweilen grössere xenomorphe Partien entstehen, deren inhomogene Zusammensetzung sich erst bei gekreuzten Nicols durch stark undulöse Auslöschung zu erkennen giebt[1]. Als Einschlüsse führt der Plagioklas reichlich feine, oft sehr lange Apatitnadeln, Erzkörnchen und dann und wann etwas Augit. Die blassbräunlich gefärbten Augite der Grundmasse sind gewöhnlich in kleinen Partien zwischen den Feldspathleisten eingeklemmt; ihre Durchschnitte beziehen sich theils auf gut begrenzte Säulchen, theils auf rundliche oder unregelmässig eckige Körner. Das Erz besteht in der Hauptsache aus typischem Titaneisen. Es erscheint im Schliff in den bekannten dünnen Tafeln von sechsseitiger, rautenförmiger, dreieckiger oder unregelmässig lappiger Begrenzung. Die charakteristischen leistenförmigen Tafelquerschnitte sind reichlich vorhanden; nicht unerwähnt mag bleiben, dass sich unter den kleineren Erzdurchschnitten auch manche finden, die ihrer Begrenzung nach als Magnetit angesprochen werden können. Neben vielen Ilmenitkrystallen, die scharf den Feldspath und den Augit der Grundmasse durchsetzen und auch zuweilen in die Olivineinsprenglinge des Gesteines hineinragen, sieht man häufig solche, welche Feldspath und Augit einschliessen oder Eindrücke dieser Mineralien zeigen, ein Umstand, der auf sehr frühen Beginn und sehr lange Dauer der Ilmenitbildung hinweist. In manchen Fällen allerdings scheint der Ilmenit skeletartig gewachsen zu sein, so dass die frei gebliebenen Hohlräume nachträglich mit Augit oder Feldspath ausgefüllt werden konnten.

Als Einsprenglinge führt der Dolerit Olivin und Augit, ersteren reichlicher als letzteren. Die in der Grösse stark variirenden Olivine besitzen nur selten scharfe Formen. Meistens sind sie stark corrodirt und zersprungen und in grüne, serpentinartige Producte umgewandelt. Dabei geht die Verwitterung häufig krystallographisch möglichen Flächen entlang in Zickzacklinien durch den Krystall (vergl. hierzu Rinne. I. p. 52 u. Taf. VIII Fig. 3). Manchmal sieht man in dem Gestein Partien, wo die Verwitterung stärker gewirkt und

[1] In manchen Fällen mag die undulöse Auslöschung auch daher kommen, dass Karlsbader Zwillinge schief zur Verwachsungsfläche 010 getroffen sind.

Digitized by Google

mehr oder minder gelbbraun gefärbte Producte geliefert hat; auch der Plagioklas ist hier bereits von ihr ergriffen. Die nur spärlich vorhandenen Augiteinsprenglinge ermangeln ebenfalls gewöhnlich einer scharfen Begrenzung. Im Gegensatz zum Olivin sind sie stets vollkommen unzersetzt.

An das eben besprochene Hauptgestein des Höhenrückens, auf das wir uns im Folgenden öfters zurückbeziehen werden, und das deshalb kurz als „Hauptbasalt der Lichte" bezeichnet werden soll, schliessen sich nördlich, östlich und westlich Gesteine an, die — den topographischen Verhältnissen nach zu urtheilen — in enger geologischer Verbindung mit ihm stehen, deren mikroskopischer Befund jedoch z. Th. recht bedeutende Abweichungen zeigt.

Gehen wir zunächst von der Höhe der Lichte aus den allmählich abfallenden Nordabhang hinab, so treffen wir im unteren Drittel, westlich von dem noch näher zu besprechenden Hühnerkopf, einen neuangelegten kleinen Steinbruch, in welchem ein für das Verständniss des geologischen Aufbaues der Lichte sehr wichtiges Profil aufgeschlossen ist. Man sieht hier nämlich, dass der Lichte-Rücken nicht von einem massiven Basaltcomplex gebildet wird, sondern der Basalt des Abhanges vielmehr das Erstarrungsproduct eines Lavastromes ist, der an dem Orte des Aufschlusses eine so geringe Mächtigkeit besitzt, dass der Bruchbetrieb sich als unrentabel erwies und bereits wieder eingestellt worden ist. Das Liegende der im Maximum etwa 2 m starken, plattige Absonderung zeigenden Basaltdecke besteht aus einem feinkörnigen, leicht zusammengebackenen, bräunlichgelben Sand, der mehrere etwa 10 cm dicke Schichten eines grobkörnigen, lockeren, schwärzlichbraunen Basalttuffes enthält. Die mikroskopische Untersuchung dieses Sandes ergab, dass er neben vorherrschenden Quarzkörnchen auch Augit-, Olivin- und Erzpartikelchen führt und zwar etwa in demselben Verhältniss, wie sie in dem zum Vergleiche herangezogenen Pulver eines festen, feinkörnigen, geschichteten Tuffes vom Ostfusse des Almuthshäuserberges sich finden, und dass auch er daher wohl als ein feinzerblasenes Auswurfsmaterial zu betrachten ist.

Das Gestein des Basaltstromes selbst weicht sowohl makroskopisch durch seine dunklere Färbung als auch mikro-

Digitized by Google

skopisch vom Hauptbasalte ab. Es ist ein mittelkörniges, ausgezeichnet hypokrystallines, augitreiches Gestein, in dem nur vereinzelte grössere Olivine als typische Einsprenglinge erscheinen. Der Augit tritt in lichtbräunlichen Körnern und Säulchen auf, die manchmal einen Stich ins Violette haben. Obgleich die einzelnen Individuen sehr verschiedene Grösse zeigen, scheinen sie doch alle ein und derselben Generation anzugehören. Häufig sind die Krystalle stark nach der c-Axe gestreckt und untereinander zu radialen Knäueln verwachsen, deren sternförmige Centralschnitte dem Schliff ein sehr charakteristisches Gepräge verleihen. Zwillingsbildung nach der Querfläche und Sanduhrstructur sind sehr verbreitet. Der Feldspath des Gesteines erscheint meist in schönen verzwillingten Leisten; doch tritt er auch neben weissem Glas in xenomorphen Partien als Mesostasis auf. Sehr zweifelhaft blieb die Natur der in mässiger Anzahl vorhandenen Erzdurchschnitte. Zwar ähneln sie vielfach denjenigen des Hauptbasaltes, besonders durch die Häufigkeit unregelmässig lappiger Formen; doch sind gute leistenförmige Querschnitte so selten, dass eine sichere Entscheidung nicht zu treffen war. Für Ilmenit spricht, dass der getrocknete Schlämmrückstand des Gesteinspulvers gegenüber dem als Vergleichsobject dienenden Pulver eines typischen Feldspathbasaltes sich nur schwach magnetisch erwies. Dagegen wurde bei der Behandlung der Schliffe mit HCl das fragliche Erz sehr viel schneller und stärker angegriffen als der typische Magnetit des Feldspathbasaltes, was aber deshalb nicht als Entscheidungsmittel benutzt werden konnte, weil die ausgezeichnet leistenförmigen Ilmenitdurchschnitte eines dritten Vergleichsschliffes eine ebenso grosse Widerstandsfähigkeit gegen die Säure bewiesen als der Magnetit. Das Ergebniss dieser Versuche bildet zugleich eine neue Bestätigung der Angaben Bücking's[1] über das ausserordentlich schwankende Löslichkeitsverhältniss von Magnetit und Ilmenit in HCl.

Abgesehen von einem beträchtlichen Gehalt des Gesteines an Apatit und an kleinen, röthlichbraun durchscheinenden Fetzen

[1] Über Augitandesit und Plagioklasbasalt. Tschermak's Mineralog. u. petrogr. Mittheilungen. 1878. p. 547—550.

Digitized by Google

des von Rinne (l. c. I. p. 69) so benannten Ilmenites II. Art, sowie dem Vorkommen von Kalkspath und Zeolithsecretionen, seien noch einige interessante Wachsthums- und Verwachsungserscheinungen kurz erwähnt. So zeigt z. B. ein vollkommen gleichmässig polarisirender grosser Olivinkrystall in schönster Ausbildung fünfmal nebeneinander die domatische Endbegrenzung. Ein zweiter sehr langer und schmaler Olivin trägt einen Saum von optisch übereinstimmend orientirten Augiten; andere langgestreckte Olivine zeigen die durch A. Streng[1] vom Londorfer Dolerit beschriebene und abgebildete orthogonale Verwachsung mit untereinander parallelen Ilmenittafeln.

Der beschriebene Basalt erinnert seinem ganzen Charakter nach, vor Allem durch die zahlreichen knäuelförmigen Augitverwachsungen, an den Hügelskopfbasalt von W. Schultz. Er bildet das Hauptgestein des im nächsten Abschnitt näher besprochenen Almuthsberges, zu dem die bereits dem Bereiche dieses mächtigen Berges angehörende östliche Fortsetzung des Lichte-Rückens sich allmählich hinaufzieht, und soll deshalb kurz als Almuthsbergbasalt bezeichnet werden (vergl. Taf. XXVII Fig. 3).

Ausser diesem Gestein und dem Hauptbasalt sind noch einige andere Feldspathbasalt-Varietäten auf der Lichte anzutreffen. So findet sich am Nordwestabhange und ganz im Osten in der vom Schellbacher Weg durchschnittenen Fichtenschonung ein Dolerit, der sich durch besonders grossen Feldspathreichthum und tief röthlichbraune Olivinverwitterung vom Hauptbasalt etwas unterscheidet. Im äussersten Westen der Lichte an der Landstrasse Homberg—Wassmuthshausen wurde auf der Höhe des Rückens typischer Feldspathbasalt gefunden, während eine im Übrigen gerade so ausgebildete Gesteinsprobe vom Abhange, dicht über dem Neuhof, wegen des Auftretens von Ilmenit neben dem Magnetit zum Basalte vom Zwischentypus zu stellen ist.

Aus typischem Feldspathbasalt besteht auch der Gipfel des interessanten Hühnerkopfes, der am Nordostabhang der Lichte von der Höhe aus schroff nach Norden vorspringt

[1] Über den Dolerit von Londorf. Dies. Jahrb. 1888. II. p. 196 u. Taf. V.

Digitized by Google

und in drei steilen — durch 20—30 m breite Terrassen von einander getrennten — Stufen ins Efzethal abstürzt.

Nur das oberste Küppchen dieses malerischen, kahlen Hügels besteht aus einem einheitlichen Gesteinscomplex, dem eben erwähnten typischen Feldspathbasalt. Die beiden unteren Stufen sind von einer regellosen, fest verkitteten Tuffbreccie bedeckt, im Übrigen aber aus tertiären Sedimenten aufgebaut, die auf der östlichen Seite der obersten Terrasse durch eine kleine Sandgrube aufgeschlossen sind. In Fig. 2 ist ein ideales N.—S.-Profil von Hühnerkopf und Lichte gegeben.

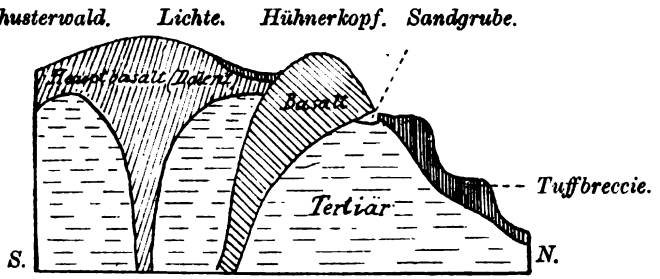


Fig. 2.

Die Tuffbreccie des Hühnerkopfes ist keineswegs auf letzteren beschränkt; sie erreicht vielmehr ihre grösste zu Tage tretende Mächtigkeit etwas weiter östlich an dem vom Hühnerkopf durch eine enge Erosionsschlucht getrennten Kesselsboden, dessen dem Efzethal zugekehrte mächtige Steilwand ganz aus ihm zusammengesetzt erscheint. Hier und da (z. B. am oberen Anfang der Schlucht) finden sich in Verbindung mit der Breccie auch spärliche Reste eines lockeren Tuffes, der so reichlich gelbe bis braune Glaslapilli führt, dass er als Palagonittuff bezeichnet werden kann. Ein etwas abseits, dicht an der Bahnlinie liegender, fast ganz aus solchen Tuffen bestehender niedriger Hügel, der Pferdehügel, ist möglicherweise der Schauplatz einer selbständigen kleinen Eruption gewesen; wir werden auf ihn noch besonders zurückkommen.

In den Glaslapilli des Palagonittuffes aus der Schlucht finden sich fast immer zahlreiche, gut ausgebildete Feldspathleistchen. In den meisten Fällen sind auch Augitsäulchen

Digitized by Google

vorhanden, die jedoch wegen ihrer bräunlichen Färbung in dem oft ähnlich gefärbten Glasgrund viel weniger deutlich hervortreten, als der wasserklare Feldspath. Diesen Ausscheidungen gegenüber erscheint in manchen Lapilli das Erz verhältnissmässig spät und spärlich.

Unter den Basaltlapilli sind alle an der Lichte vorkommenden Basaltvarietäten vertreten. Häufig finden sich neben vollkommen krystallin ausgebildeten Lapilli von Dolerit und typischem Feldspathbasalt solche, die zwar schon deutlich entweder den Charakter des Dolerites oder den des typischen Feldspathbasaltes erkennen lassen, jedoch noch einen mehr oder minder beträchtlichen Glasrest besitzen. Lose Krystallfragmente der Basaltmineralien enthält der Tuff verhältnissmässig wenig; dagegen sind reichliche, dem Untergrunde entstammende Quarzkörner vorhanden.

Ebenso mannigfaltig, wie die kleinen Basaltlapilli des lockeren Tuffes, erwiesen sich auch die grösseren basaltischen Auswürflinge der festen Breccie; von ihnen wurden etwa ein Dutzend vom Abhange des Hühnerkopfes und etwa ebensoviele vom Fusse und Abhange des Kesselsbodens untersucht. Neben vorherrschenden glasig oder schlackig ausgebildeten Basalten fanden sich typische Dolerite, typische Feldspathbasalte und Basalte vom Zwischentypus. Bei einigen der Doleritauswürflinge ist die bereits oben erwähnte orthogonale Verwachsung langgestreckter Olivineinsprenglinge mit Ilmenittafeln besonders häufig und gut vertreten. Die glasigen Basalte sind reich an schönen, klaren, an den Enden oft gegabelten Feldspathleisten und besitzen häufig gute Fluidalstructur. Manchmal ist ihre Grundmasse so stark von winzigen Erzpartikelchen durchstäubt, dass sie selbst in sehr dünnen Schliffen u. d. M. kaum aufzulösen ist.

An fremden Gesteinen wurden neben gewöhnlichen Sandsteinbrocken hellgrauer, porzellanartiger Basaltjaspis gefunden. Derselbe zeigt u. d. M. eine glasige, durch unzählige winzige Stäubchen getrübte Grundmasse, in welcher zahlreiche kleine Quarzkörnchen vertheilt sind; auch vereinzelte kleine Zirkonkrystalle wurden in ihr bemerkt.

Verweilen wir schliesslich noch kurz bei dem p. 521 erwähnten, aus Palagonittuff aufgebauten Pferdehügel. Der

Digitized by Google

gelbliche bis bräunliche, durch eine dünne Decke von rundlichen Basaltbomben vor der Zerstörung bewahrte Tuff, ist an der Ostflanke des Hügels einige Meter mächtig aufgeschlossen und enthält hier mehrere 15—20 cm starke Adern eines frischen, blauen Basaltes, dessen Schliffe ein sehr charakteristisches Bild zeigen (vergl. Taf. XXVII Fig. 4). Ausser durch seine vorzüglich ausgeprägte porphyrische Structur, zeichnet sich dieses Gestein vor Allem dadurch aus, dass in ihm neben dem Augit und Olivin auch der Feldspath als Einsprengling erscheint und zwar in ausgezeichneten, oft 1 mm langen und verhältnissmässig breiten Leisten, die gewöhnlich aus zwei nach dem Albit-Gesetz verzwillingten Individuen bestehen. Zuweilen sieht man auch gute Kreuzalbitzwillinge (Roc-tourné-Typus), sowie Krystalle, die zugleich eine Verzwillingung nach dem Albit- und dem Karlsbader-Gesetz aufweisen, was aus dem Vorhandensein von mehr als zweierlei verschiedenen Auslöschungsrichtungen hervorgeht. (Vergl. hierüber Rinne l. c. I. p. 48 u. Taf. VII Fig. 5—8.) Bei den Augiteinsprenglingen ist

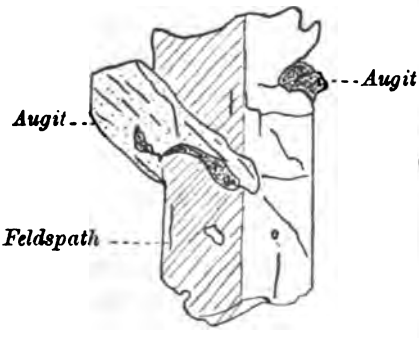


Fig. 3.

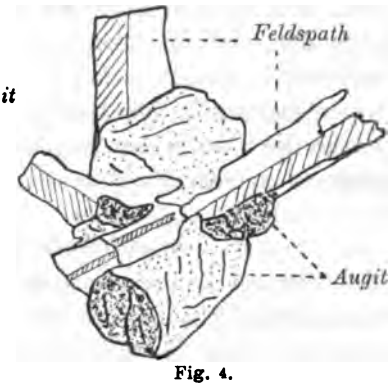


Fig. 4.

Zwillingsbildung nach der Querfläche sehr verbreitet; häufig sind sie mit den Feldspatheinsprenglingen innig verwachsen (vergl. die beiden Fig. 3 u. 4), während Verwachsungen zwischen dem Feldspath und den meist sehr frischen, aber stark corrodirten Olivineinsprenglingen nicht beobachtet wurden. Die Grundmasse des Gesteins zeigt eine sehr unregelmässige Ausbildung. Sie besteht in der Hauptsache aus winzigen Augit- und Erzmikrolithen, die in einer Mesostasis von Feldspath und lichtbräunlichem Glase eingebettet sind; durch Häufung

Digitized by Google

der Erzpartikelchen wird sie in den Schliffen stellenweise mehr oder weniger undurchsichtig. Sehr verbreitet sind in dem Gesteine Einschlüsse von Quarzkörnern — theils mit, theils ohne Porricinrand —, Basaltjaspis und Tuff. Wahrscheinlich haben wir in diesen Einschlüssen eine der Hauptursachen für die unregelmässige Ausbildung der Grundmasse zu sehen.

Eine Anzahl Basaltknollen aus der Decke des Pferdehügels stimmen theils genau mit dem eben beschriebenen Gestein überein, theils bilden sie Übergangsformen zwischen letzterem und dem typischen Feldspathbasalt. In mehreren Fällen ist bei ihnen sowohl der Olivin als auch der Feldspath stark in gelbgrüne Producte zersetzt, während der Augit stets völlig frisch erscheint.

In den Tuffschliffen vom Pferdehügel haben sich lediglich Glaslapilli gefunden. Sie führen dieselben ausgezeichneten Einsprenglinge, wie der Basalt der Adern. Nur ein einziger der zahlreichen untersuchten Lapilli erwies sich als feldspathfrei, und gerade in diesem sind bemerkenswertherweise bereits sehr viel mehr Augitsäulchen ausgeschieden als in allen anderen, so dass es scheint, als habe sich hier ein feldspathfreier, limburgitartiger Gesteins-Typus entwickeln wollen. Die Farbe des Glases der verschiedenen Lapilli zeigt alle Übergänge von Gelb bis Braun.

Almuthsberg und Pfuhlgrund.

Von der Lichte aus steigt man in östlicher Richtung allmählich zum Almuthsberg empor, dem gewaltigen Anfangsglied einer fast genau N.—S. streichenden, aus Almuthsberg, Pfuhlgrund, Katzenhauh, Kohlschlag und Hirschberg bestehenden Kette basaltischer Rücken, die sich von Relbehausen bis Ober-Hülsa erstreckt und deren Glieder untereinander in fortlaufender Verbindung stehen.

Die langgestreckte, schmale Gipfelpartie des Almuthsberges, sowie die steil ins Efzethal abfallenden Nord- und Ostabhänge sind dicht bewaldet und mit Basaltblöcken übersät. Dagegen zeigt der Westabhang eine breite, zum grossen Theil nur mit Grasflächen bedeckte Terrasse, die im Nordwesten in den Lichte-Rücken ausläuft, während sie im Süden

Digitized by Google

bei dem Höhendorfe Schellbach in das zum Katzenhauh hinüberziehende Hochplateau des Pfuhlgrundes übergeht.

Die petrographische Untersuchung des eigentlichen Almuthsberges hat zwei von einander sehr stark abweichende Basaltvarietäten ergeben. Die eine bildet die verhältnissmässig kleine, das trigonometrische Signal tragende, oberste Partie des Gipfelrückens; aus der anderen bestehen die gewaltigen Gesteinsmassen der Abhänge.

Der Gipfelbasalt ist makroskopisch ein blaugraues, poröses Gestein mit kleinzackigem Bruche und ausgesprochener Neigung zur Sonnenbrennerstructur (kokkolithischer Basalt). U. d. M. erweist er sich als ein ausgezeichnet porphyrischer Basalt vom Gethürmser Typus Rosenbusch's (vergl. p. 511 und Taf. XXVIII Fig. 6). Wie bei jenem Vogelsberg-Basalt setzt sich auch hier die Grundmasse zusammen aus massenhaften, idiomorphen, lichtbräunlichen Augitsäulchen von oft mikrolithenhafter Kleinheit, reichlichen Magneteisenkörnchen und einer farblosen Zwischenmasse, die im Wesentlichen aus xenomorphem Feldspath und farblosem Glase besteht und zahlreiche winzige Apatitnädelchen enthält. Viele der häufig strähnenartig ausgebildeten Feldspathpartien zeigen so niedrige blaugraue Polarisationsfarben, dass man zunächst eher an Nephelin als an Feldspath denkt. Hier und da hilft dann das Vorhandensein von Zwillingslamellen auf die richtige Spur. In anderen Fällen ist eine Entscheidung nur möglich durch eingehende mikrochemische Behandlung der betreffenden Schliffstellen mit HCl. Bei diesen Versuchen widerstanden sämtliche als nephelinverdächtig untersuchten Stellen der Säure, während benachbarte Glaspartien stark angegriffen wurden. Da beim Eintrocknen der Säure sich reichlich NaCl-Würfelchen bildeten, ist auf einen beträchtlichen Na-Gehalt dieses Glases zu schliessen (nephelinitoides Glas), ein Umstand, durch den unser Gestein zu den von Bücking[1] vorläufig als „Basanitoide" bezeichneten Basalten in engste Beziehung tritt. Dass in dem Gestein geringe Mengen von Nephelin vorkommen mögen, ist wahrscheinlich, da in täuschend ähnlichen Basalten von

[1] Basaltische Gesteine vom Thüringer Walde und aus der Rhön. Jahrb. k. preuss. geol. Landesanst. für 1880. p. 154.

Digitized by Google

anderen Orten des Gebietes (Aschenberg, Rückersbühnsköpfchen) die Ätzversuche neben dem Feldspath und dem Glas vereinzelte Nephelinpartien ergeben haben. Auf keinen Fall jedoch kann hier von Nephelinbasalten die Rede sein. Solche haben sich bisher in der Gegend von Homberg a. d. E. noch nicht gefunden. Die von W. Schultz als Nephelinbasalte beschriebenen Gesteine vom Mosenberg, Weinberg und Werrberg verdienen diesen Namen nicht. Ihre angebliche Nephelinfüllmasse besteht genau wie bei dem zur Discussion stehenden, auch im Übrigen mit ihnen übereinstimmenden Gestein in der Hauptsache, wenn nicht gänzlich, aus xenomorphem Feldspath.

Als Einsprenglinge führt der Gipfelbasalt vom Almuthsberg Olivin und Augit. Die der Grösse nach sehr verschie-

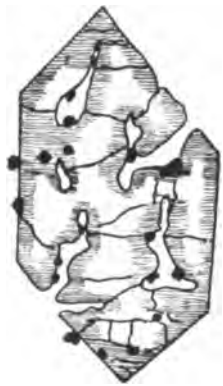


Fig. 5.

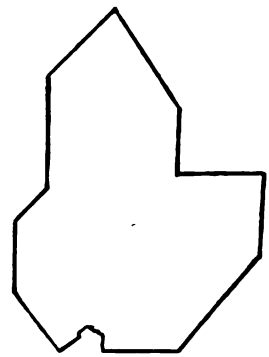


Fig. 6.

denen Olivine zeigen die rostbraune Trübung der eisenreichen Varietäten. Sie finden sich theils in unregelmässigen oder rundlichen Körnern, theils in mehr oder minder gut krystallographisch begrenzten Individuen, die jedoch infolge magmatischer Resorption häufig so bedeutende Einbuchtungen zeigen, dass nur noch ein Skelet von Olivinsubstanz vorhanden ist. Ein solches Skelet ist in Fig. 5 abgebildet; Fig. 6 zeigt eine interessante Verwachsung dreier sehr scharf begrenzter Olivinkrystalle.

Während der Olivin in sämmtlichen untersuchten Gesteinsproben ungefähr gleich häufig erscheint, ist die Verbreitung der Augiteinsprenglinge sehr ungleichmässig. Sie

Digitized by Google

besitzen stets einen deutlich zonaren Bau. Der gewöhnlich stark mit Glaseinschlüssen erfüllte Kern ist entweder hellbräunlich oder hellgrün gefärbt, während die einschlussarme oder gänzlich einschlussfreie Randpartie ziemlich dunkle, braune, oft ins Violette gehende Farben zeigt und anders auslöscht als der Kern[1].

Verschiedentlich wurden auch Körner von protogenem Enstatit beobachtet. Dieselben besassen stets einen mit ihren Spaltrissen übereinstimmend orientirten Zaun von monoklinem Augit und zwischen beiden Mineralien die bekannte, von gelbroth verwitterten Olivinkörnchen erfüllte Grenzzone.

Zu erwähnen ist noch der Reichthum des Gesteins an ziemlich grossen, unregelmässigen Fetzen von Biotit, dessen Pleochroismus von Gelblichbraun (parallel den Spaltrissen) bis zu Dunkelrothbraun (senkrecht dazu) geht. In einem Falle wurde auch ein scharf sechsseitiges Biotitblättchen beobachtet. Meist ist der Glimmer mit Erzkörnern verwachsen, oder er umrandet die Olivine. Am häufigsten tritt er in denjenigen Schliffen auf, die wenig Augiteinsprenglinge enthalten, so dass er die letzteren gleichsam zu vertreten scheint. Man kann dann oft geradezu von Glimmerbasalten reden.

Wie schon Eingangs bemerkt, hat sich das vorstehend beschriebene Gestein nur auf der schmalrückigen, genau N.—S. streichenden Gipfelpartie des Almuthsberges gefunden. Die bei Weitem grössere übrige Basaltmasse des Berges besteht aus einem zähen, dunkelgrauen, glattbrechenden Gestein vom selben, durch die mangelnde Recurrenz des Augites und seine häufige Verwachsung zu radialen Knäueln charakterisirten mikroskopischen Bild, wie der Basalt des am Nordabhang der Lichte aufgeschlossenen Stromes (vergl. Taf. XXVII Fig. 3). Wir können deshalb wegen der genaueren Beschreibung des Gesteines auf p. 518 ff. verweisen und uns hier auf einige ergänzende Angaben beschränken.

Ausser der etwas intensiveren Färbung des Augites ist vor Allem zu erwähnen, dass die Olivineinsprenglinge häufig die bereits von Möhle[2] und W. Schultz (l. c. p. 268) be-

[1] Vergl. auch F. A. Hoffmann, l. c. p. 200.

[2] Beitrag zur Petrographie der Sandwich- und Samoa-Inseln. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XVI. 1902. p. 84.

Digitized by Google

schriebene Zonarstructur zeigen, die darin besteht, dass ein mehr oder minder vollständig durch Verwitterungsproducte gelblich bis rothbraun gefärbtes Individuum von einer Schicht vollständig frischer, farbloser Olivinsubstanz umgeben ist. Als Ursache dieser Erscheinung vermuthet Schultz einen zonaren Wechsel im Eisengehalte der Krystalle und nimmt an, dass die Verwitterung nur in den eisenreicheren Zonen zur Bildung gefärbter Producte geführt hat.

Auch einige interessante Variationen in der Ausbildung des Gesteines haben sich gefunden. Eine derselben (Klippen südwestlich unter dem trigonometrischen Signal, dicht über der östlichen Ausbuchtung der grossen Schellbacher Hute) zeichnet sich aus durch das starke Hervortreten einer bräunlichen, unzählige feine, oft in zierlichster Weise angeordnete Erznädelchen führenden, glasigen Mesostasis, besonders schöne und häufige Knäuelverwachsungen der kräftig violetten Augite, sowie die vorzügliche Ausbildung der verhältnissmässig spärlichen Feldspathleisten. Danach stimmt das Gestein im Wesentlichen mit dem Schultz'schen Hügelskopfbasalt überein. Im Gegensatz zu diesen Gesteinen treten in dem Basalt des unter der Schellbacher Hute gelegenen Theiles des Südwestabhanges die Augitknäuel gänzlich zurück. Die Einzelaugite nehmen an Menge zu, an Grösse ab, und zuweilen entsteht durch das Auftreten eines globulitisch getrübten, bräunlichen Glasrestes eine mehr oder weniger ausgeprägte Intersertalstructur.

Typische Feldspathbasalte haben sich am eigentlichen Almuthsberge nicht gefunden. Jedoch treten solche verschiedentlich an den Rändern des Pfuhlgrundes auf, zu welchem der Südabhang des Berges abfällt; so z. B. in dem Hohlwege oberhalb der Westecke von Schellbach (unmittelbar daneben Gestein vom Almuthsbergtypus), in dem nördlich der Strasse Schellbach — Almuthshausen gelegenen Theile des Seckenhain und im Südosten des Plateaus, am sogen. Höllrain. Dagegen zeigen Gesteinsproben von der Mitte, vom Südwestrand (Haupterhebung des Seckenhain) und vom nordöstlichen Theile des Pfuhlgrundes (Eisenberg) genau den Almuthsbergtypus. Erwähnt sei noch, dass in einem Schliffe vom Eisenberge viele farblose bis orangegelbe, im gewöhn-

Digitized by Google

lichen Lichte homogen erscheinende Partien vorkommen, deren starke Aggregatpolarisation auf sphärolithische Entglasung deutet. Besonders häufig finden sie sich am Rande von Blasenräumen. Die von ihnen umschlossenen Gesteinsgemengtheile zeigen meist eine anormale Ausbildung. So erscheint z. B. der Olivin in sehr langen und schmalen, orthogonal mit Titaneisentafeln verwachsenen Säulen, der Magnetit in Oktaëdern, die zu Knäueln oder zu Stäben vereinigt sind, und der Augit in stark violetten Farbentönen.

Tuffe sind am West- und am Südabhange des Almuthsberges, sowie am Höllrain festgestellt worden.

Das erstgenannte Vorkommen ist durch den über die Lichte nach Schellbach führenden Höhenweg eine kleine Strecke weit aufgeschlossen. Der durch erdige Verwitterungsproducte bräunlich gefärbte, im Wesentlichen aus porösen, schlackigen Basaltauswürflingen bestehende Tuff bietet nichts Besonderes.

Interessanter ist das zweite Vorkommen, das sich einige hundert Schritt unterhalb der letzten Häuser von Schellbach am Nordabhange des Schellbachsgrabens findet. Früher sind hier geringe Mengen von Tuff zu Bauzwecken gebrochen worden; jetzt ist der kleine verfallene Aufschluss ganz in dem niederen Buschwerk des Abhanges versteckt. Das Gestein zeigt hellbräunliche Farben und lässt deutlich dichtere und körnigere Schichten unterscheiden. In seinen gelben bis braunen Glaslapilli sind Augitsäulchen die Regel, während der Feldspath sehr zurücktritt, ja oftmals gänzlich fehlt. Die stark blasigen Basaltlapilli haben gewöhnlich eine ausserordentlich fein struirte, hauptsächlich aus winzigen Augitmikrolithen bestehende Grundmasse. Ihr Erz ist, ebenso wie dasjenige der Glaslapilli, Magnetit. Dagegen sind einige der untersuchten grösseren Basaltbrocken des Tuffes typische feldspathreiche Dolerite. Andere sind schlackig ausgebildet; auch sie führen viele Feldspathleisten. Lapilli vom Typus der beiden am Almuthsberg anstehenden Gesteine wurden nicht beobachtet.

Ausser den Glas- und Basaltlapilli führt der Tuff, besonders in den gröberen Schichten, viele selbständige Krystallkörner von Augit, Olivin, Hornblende und Quarz, sowie Sandsteinbrocken. Unter den Augiten sieht man viele grüne,

Digitized by Google

schwach pleochroitische (Chromdiopsid) und braune mit einem grünen Kern (zonarer Bau). Neben gänzlich von Glas- und Schlackeneinschlüssen erfüllten Krystallen finden sich andere, die mehr oder minder einschlussfrei sind. Auch Körner von rhombischem Augit sind vorhanden; dieselben unterscheiden sich im gewöhnlichen Lichte hauptsächlich nur durch ihre Blätterbrüche von den meist ausserordentlich frischen und einschlussarmen Olivinkörnern. Die Hornblende zeigt im Schliff sehr starken Pleochroismus zwischen Weingelb und Dunkelbraun. In den Sandsteineinschlüssen und dem glasigen, durch winzige Stäubchen schmutzig getrübten Cemente des Tuffes finden sich häufig lange, schmale, faserige Fetzen eines zwischen grünlichen und bräunlichen Farbentönen stark pleochroitischen Glimmers.

Nach den Mittheilungen eines Schellbacher Brunnenbohrers setzt der Tuff in einer Mächtigkeit von etwa 2 m unter dem Dorfe Schellbach fort. Das Liegende der Tuffschicht bilden Braunkohlensande. In ihnen ist man vor zwei Jahren bei der Anlage eines Wasserreservoires im Schellbachsgraben auf ein gute Ausbeute versprechendes Braunkohlenlager gestossen.

Was schliesslich das dritte Tuffvorkommen, am Höllrein, anlangt, so ist dasselbe weit mächtiger und besser aufgeschlossen als die beiden andern. Der Höllrein selbst ist der steile, von vielen kleinen Schluchten durchfurchte Abhang eines bewaldeten, mit Blöcken bedeckten Basaltrückens (typischer Feldspathbasalt), der sich im Südosten des Pfuhlgrundes ins Efzethal vorschiebt. Der Tuff steht hoch oben, dicht unter den das Ende des Rückens bildenden Klippen in meterdicken, horizontalen Bänken an. Sowohl hinsichtlich der Glaslapilli als auch der hier besonders reichlichen einzelnen Krystallkörner (typischer, hornblendeführender Körnertuff) stimmt er genau mit dem Tuff aus den körnigen Schichten des Schellbachgrabens überein, nur besitzt er eine bedeutend grössere Festigkeit als jener, da sein Cement hauptsächlich aus Kalkspath besteht. Ausser einer beträchtlichen Enstatitführung des Tuffes ist noch zu erwähnen, dass in einigen Sandsteineinschlüssen neben den schon beim Schellbacher Tuff besprochenen Glimmerfetzen zuweilen wasserklare, gerade aus-

Digitized by Google

löschende Leisten vorkommen, wie sie RINNE (l. c. I. p. 91) aus den Sandsteineinschlüssen der Blauen Kuppe bei Eschwege als Cordierit beschrieben hat.

Katzenhauh und Kohlschlag.

Der Katzenhauh ist ein bewaldeter Basaltrücken, der sich südlich an den Pfuhlgrund anschliesst. Während er sich über den letzteren nur wenig erhebt, zeigt er im Osten und Westen recht steile Abhänge. Im Süden steht er durch einen schmalen Pass (Landstrasse Rückersfeld-Völkershain) mit dem gleichfalls N.—S. streichenden Rücken des Kohlschlages in Verbindung.

Ein Block von der flachgewölbten Gipfelpartie des Katzenhauh erwies sich als hypidiomorphkörniger, augitarmer Feldspathbasalt. Dagegen sind sämmtliche untersuchten Gesteinsproben der Abhänge reich an Augit und theils als Limburgit mit braunem Glas, theils als Limburgit mit weissem Glas, theils als Basalt vom Gethürmser Typus zu bezeichnen, wobei gleich bemerkt werden mag, dass das Auftreten von Zwischengliedern dafür spricht, dass alle diese Gesteine aus demselben Magma hervorgegangen sind.

Der Limburgit mit braunem Glas fand sich im Norden, Westen und Süden des Berges. Er ist ein dichtes, schwärzliches Gestein mit mattem, stellenweise schwach fettglänzendem, flachmuscheligem Bruch und einer eigenthümlichen, gelblichgrauen, erdigen Verwitterungsrinde. Die massenhaften Augitsäulchen seiner Grundmasse sind ausgezeichnet idiomorph und zeigen häufig die bekannte Quergliederung. Das braune Glas wird von HCl unter Entfärbung zersetzt; es enthält feine Apatit- und Erznädelchen, die manchmal zu zierlichen Gruppen vereinigt sind. Da und dort sieht man auch kleine Partien von weissem Glas. Die zuweilen stark nach der c-Axe gestreckten Olivineinsprenglinge sind oft sehr scharf begrenzt. Ihre noch nicht weit vorgeschrittene Verwitterung liefert gelblichbraune Producte. Augiteinsprenglinge sind äusserst selten und zeigen nichts Bemerkenswerthes. Vereinzelt finden sich Augitaugen, sowie Anhäufungen kleiner Olivinkörnchen (Olivinaugen), die durch den Zerfall grosser Olivinkörner entstanden zu sein scheinen (vergl. hierzu RINNE

Digitized by Google

l. c. I. p. 52). Oft sind diese Olivinaggregate von zahlreichen Magneteisenkörnchen durchmengt.

Der Limburgit mit weissem Glas ist ein blaugraues, kleinzackig brechendes Gestein, das am Südostabhange des Berges unmittelbar an der Landstrasse durch einen kleinen Schurf aufgeschlossen ist. Er führt so viele Olivinknollen, dass dieselben wohl ein Drittel der Gesteinsmasse ausmachen. Dicht über dem Aufschluss, sowie weiter nördlich, nach dem Höllrein zu, fand sich der Basalt vom Gethürmser Typus. Eine Probe von der erstgenannten Stelle ist reich an feinen, parallelen Schlieren, die hauptsächlich aus weissem Glas und Feldspath bestehen. Eine strenge Abgrenzung zwischen dem Schliereninhalt und dem übrigen Gestein ist nicht vorhanden. Manche Schlieren sind reich an Biotit und an Ilmenit, der in dünnen Schliffen mit nelkenbrauner Farbe durchscheint; ferner finden sich Magnetitkörner und Augitsäulchen in ihnen. Das weisse Glas wird von Salzsäure unter Bildung von Chlornatriumwürfelchen zersetzt. Nephelin wurde in dem Gestein nicht gefunden. In einem Schliffe vom Nordostabhange bildet der Feldspath grosse, klare, unregelmässig begrenzte Partien, die sich bei gekreuzten Nicols in der Regel als aus zwei nach dem Albitgesetz verzwillingten Individuen zusammengesetzt erweisen. Zahlreiche Einschlüsse von Magnetitkörnern und Augitsäulchen besagen, dass diese grossen, gleichsam halbfertigen Feldspathkrystalle dem letzten Stadium der Gesteinsbildung angehören, wo zu einer regelmässigen Formenentwickelung kein Raum mehr vorhanden war (vergl. Taf. XXVIII Fig. 6 und 7).

Auf dem schmalen, bewaldeten Rücken des Kohlschlages erwies sich das Gestein einer unweit der Landstrasse Rückersfeld—Völkershain anstehenden Klippenpartie als ein augitreicher, hypokrystalliner Feldspathbasalt mit viel bräunlichem, zahlreiche Mikrolithen enthaltendem Glas. Dagegen zeigen die fünf übrigen, von anderen Stellen des Berges stammenden Gesteinsproben im Allgemeinen dieselbe Ausbildung, wie die Gethürmser Typen des Katzenhauh. In einem der Schliffe fanden sich in Schlieren von der oben beschriebenen Art vereinzelte, kurz rectanguläre und sechsseitige Krystalldurchschnitte, die alle Eigenschaften des Nephelines besitzen.

Digitized by Google

Der Hirschberg bei Ober-Hülsa.

Die Basaltdecke des Kohlschlages beschränkt sich im Wesentlichen auf den westlichen Abhang dieses Berges. Die Basaltgrenze des Ostabhanges zieht dicht unter dem Gipfel her und bildet in ihrer südlichen Verlängerung zugleich die östliche Grenze der Basalte des Hirschberges gegen den im gleichen Niveau anstossenden, nach Osten zu ganz allmählich abfallenden Buntsandstein der Gemarkungen Ober- und Nieder-Hülsa (Jakobstrauch, Gershagen). Diese Thatsache erwähnt bereits A. Leppla [1], wenn er bemerkt, dass die Buntsandstein-

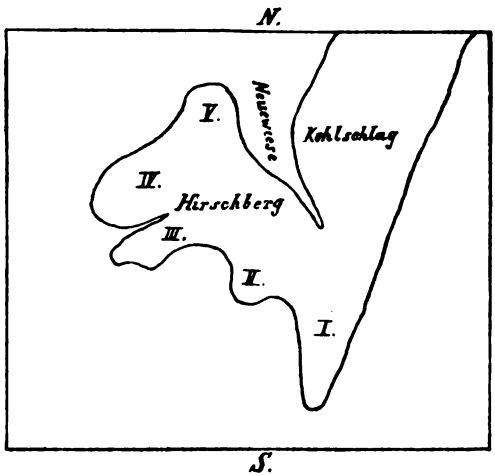


Fig. 7.

schichten nördlich Ober-Hülsa gegen den Basalt verworfen seien. Wahrscheinlicher ist, dass wir es hier mit einem Abbruche des Buntsandsteins zu thun haben und die Basalte des Kohlschlages und Hirschberges auf der Bruchspalte zum Ergusse gelangten.

Wie aus dem Vorstehenden bereits ersichtlich, steht der östliche Theil des Hirschberges mit dem Kohlschlag in unmittelbarer Verbindung; im Übrigen jedoch sind die beiden Berge durch das von der schmalen Verbindungsstelle aus nordwestlich auf Rückersfeld ziehende schluchtartige Thal der „Neuewiese“ getrennt (vergl. Fig. 7).

[1] Über die Aufnahmen im Gebiet des Blattes Waldeck—Cassel. Jahrb. d. k. preuss. geol. Landesanst. **69**. 1889.

Digitized by Google

In topographischer Beziehung stellt der Hirschberg eine nordwestlich streichende bewaldete Basaltmasse dar, deren oberhalb der Strasse Ober-Hülsa—Steindorf liegender Südabhang durch enge Schluchten in vier einzelne Rücken zerschlitzt ist, und deren nördlichste Partie (gegenüber Rückersfeld) aus einem kleinen, allseitig abfallenden, etwas isolirt liegenden Küppchen besteht. Der besseren Übersicht halber wollen wir diese Rücken von Südosten nach Nordwesten fortschreitend mit I, II, III, IV, das Küppchen mit V bezeichnen (vergl. Fig. 7).

Die mikroskopische Untersuchung hat ergeben, dass I, II und V aus Basalten vom Zwischentypus und aus Dolerit bestehen, dagegen III und IV aus Gesteinen vom Gethürmser Typus und aus Limburgit.

Die Basalte von der „Höhe" des Rückens II (Höhenziffer 1573 des kurhessischen Messtischblattes von 1857) und des Küppchens V unterscheiden sich u. d. M. nur durch den etwas grösseren Augitgehalt des ersteren Gesteines. Das Erz ist wohl vorwiegend Magnetit; doch sieht man auch Leisten von Ilmenit sowie unregelmässige Durchschnitte, über deren Natur eine sichere Entscheidung nicht zu treffen war. Vereinzelt finden sich grosse lappenförmige Durchschnitte von Picotit, die, abgesehen von einer schmalen, undurchsichtigen Randpartie, dunkelbraun durchscheinen. Die reichlichen Olivine des Gesteines sind je nach ihrer Grösse mehr oder minder vollständig gelbroth oder rostroth gefärbt. Die braunen Augiteinsprenglinge (zuweilen mit grünlichem Kern) führen meist grosse Mengen von Glas- und Schlackenpartikeln und einzelne Individuen der Grundmassencomponenten (Olivinkörnchen, Feldspathleistchen und Magnetit), die jedoch wahrscheinlich nicht als echte Einschlüsse, sondern als Ausscheidungen aus dem auf feinen Spalten eingedrungenen corrodirenden Magma aufzufassen sind. Hier und da sieht man auch in schöner Weise die bekannte orientirte Verwachsung eines protogenen Enstatitkornes mit dem gewöhnlichen basaltischen Augit. In allen Fällen befindet sich zwischen den beiden Mineralien eine von winzigen gelbrothen Körnchen (wahrscheinlich Olivin) erfüllte Grenzzone. Ich bin der Ansicht, dass diese Körnchen bereits vor Beginn der Umwachsung durch Einwirkung des

Digitized by Google

Magmas auf den Enstatit entstanden sind. Erwähnt sei noch, dass sich in dem Gesteine des Küppchens neben reichlichen Olivinknollen bis walnussgrosse Augite gefunden haben. Dieselben besitzen eine verrundete Oberfläche und auf Blätterbrüchen bläulichgraues Aussehen. Wie die gewöhnlichen Augiteinsprenglinge des Gesteines führen auch sie sämmtliche Componenten der Grundmasse.

Ein makroskopisch und mikroskopisch wesentlich anderes Bild als die eben besprochenen Basalte zeigen die Gesteinsproben von dem nach der Landstrasse Hülsa—Steindorf herabziehenden „Stirnabhange" des Rückens II. Während jene zackigen Bruch und eine mehr oder minder kokkolithische Beschaffenheit haben, liegt hier ein durchaus festes, glattbrechendes Gestein vor. U. d. M. erkennt man einen Dolerit, dessen sehr unregelmässig begrenzter Feldspath durch eine Unzahl winzigster Einschlüsse getrübt ist. Im Übrigen besitzt das Gestein eine ähnliche Ausbildung wie der Hauptbasalt der Lichte. Bemerkenswerth ist die oft sehr weitgehende Zersetzung der Olivineinsprenglinge in intensiv grüne oder gelbgrüne, zuweilen deutlich pleochroitische Producte. Auch in den Augiteinsprenglingen sieht man häufig Einschlüsse einer ähnlichen grünen Substanz (verwitterte Olivineinschlüsse?).

Als eine feinkörnigere und weniger typisch ausgebildete Modification dieses Basaltes erscheint das Gestein des Rückens I, das dicht oberhalb der Landstrasse in der Nähe des Waldrandes durch einen kleinen Bruch aufgeschlossen ist. Es zeigt dickplattige Absonderung und enthält sehr viele Olivinknollen. Dabei fanden sich neben dem gewöhnlichen, aus Olivin, Augit, Chromdiopsid, Enstatit und Picotit bestehenden Olivinfels auch bis faustgrosse, bräunlichgrüne Knollen, die nur Pyroxen enthalten (Augitknollen).

Wenden wir uns nun zu den Rücken III und IV. Dieselben bildeten ihrem petrographischen und geologischen Befunde nach ursprünglich einen einheitlichen Complex, in den die Erosion im Laufe der Zeit die jetzt vorhandene enge Trennungsschlucht hineingewaschen hat.

Sowohl bei III als bei IV besteht der Stirnabhang aus einem zu beiden Seiten der Schlucht in etwa 8 m hohen Steil-

Digitized by Google

wänden anstehenden Limburgit, der eine sehr charakteristische dünnsäulige Absonderung zeigt (Säulendurchmesser 3—6 cm). Höher hinauf finden sich beiderseits Gesteine vom Gethürmser Typus.

Der Limburgit enthält neben reichlichen Olivinfelsknollen Quarzbrocken und kleine Partien von schlackigem Magneteisen. Sein kaffeebraunes Glas wird von verdünnter H Cl vollständig entfärbt. Beim Eintrocknen der Lösung scheiden sich massenhaft Chlornatriumwürfelchen aus. Manchmal finden sich auch kleine Partien von weissem Glas und vereinzelte Feldspathleistchen, ohne dass dadurch der limburgitische Charakter des Gesteines im Mindesten beeinträchtigt wird.

Zu erwähnen ist noch, dass sich an den Südabhang des Rückens III, dicht vor den eben besprochenen limburgitischen Endklippen, ein kleines Küppchen anlehnt, dessen bläulichgraues Gestein als Limburgit mit weissem Glas zu bezeichnen ist. Es erscheinen also auch hier wieder, ähnlich wie am Katzenhauh, Gesteine vom Gethürmser Typus und beide Arten des Limburgit in engem geologischem Zusammenhang.

Wenden wir uns nun zur Besprechung der Tuffe, die sich längs des ganzen Nordabhanges des Hirschberges (gegenüber dem Kohlschlag) und insbesondere am Küppchen V gefunden haben. Dieselben sind durch neu angelegte, am Waldrande hinführende Wege mit tiefen Seitengräben auf beträchtliche Strecken hin aufgeschlossen und erwiesen sich zumeist als bräunliche bis gelbliche, hornblendeführende Krystalltuffe.

Die Ausbildung der einzelnen Mineralkörner (Olivin, Augit, Chromdiopsid, Enstatit, Hornblende, Quarz), die häufig einen Durchmesser von mehreren Millimetern erreichen, ist im Allgemeinen dieselbe wie bei den Tuffen vom Schellbachsgraben und vom Höllrein. Wie dort, zeigen auch hier die zwischen Grasgrün und Gelblichgrün pleochroitischen Chromdiopsidkörner häufig einen anders auslöschenden Rand von brauner Augitsubstanz. In einem grossen, theilweise krystallographisch begrenzten Durchschnitt fanden sich bis 2 mm lange und 0,4 mm breite Längsschnitte von Apatit und entsprechende sechsseitige Querschnitte. Sie zeigen eine schwache, staubartige Trübung und werden von verdünnter Salzsäure rasch und ohne Rückstand gelöst. Zuweilen sieht man Körner von

Digitized by Google

gewöhnlichem Augit, die infolge Fortwachsung im Magma von einem Mantel zahlreicher gut begrenzter, parallel orientirter Einzelaugite umgeben sind. Ein grosser, stark corrodirter, aber vollständig frischer Enstatit fällt dadurch auf, dass er einen Mantel von unregelmässig stengeligen, schwach bräunlichen monoklinen Augitindividuen besitzt, die nicht, wie gewöhnlich, in der Richtung seiner Spaltrisse orientirt sind, sondern auf dem ganz unregelmässig verlaufenden Rande senkrecht stehen, ohne jede angegriffene Zwischenzone.

Der Ursprung der Mineralkörner ist wahrscheinlich ein protogener; viele mögen ursprünglichen Olivinfelsmassen entstammen.

Den Einzelkörnern gegenüber treten in den meisten Schliffen die Glas- und Basaltlapilli sehr zurück. Die Glaslapilli zeigen theils einen gelb- bis braun-durchsichtigen, theils einen undurchsichtig schlackigen Glasgrund. In ersterem bemerkt man stets Augitsäulchen und Erzkörnchen sowie vereinzelte, meist sehr frische und gut begrenzte Olivin- und Augiteinsprenglinge; dagegen sind Feldspathleistchen äusserst selten.

Gut krystalline Basaltlapilli haben sich in etwas grösserer Zahl nur in dem Tuffe des Küppchens V gefunden. Sie zeigen im Allgemeinen dasselbe mikroskopische Bild wie der anstehende Basalt des Küppchens; zuweilen nähert sich ihre Ausbildung stark dem Dolerit. Interessant ist die Umwandlung ihres Olivins. Dieselbe liefert als Endproduct eine undurchsichtige braune bis schwarze und dann oft durchaus erzähnliche Substanz, während als Zwischenproduct ein klares, blutrothes, deutlich pleochroitisches Mineral (Iddingsit?) gebildet wird.

Unter sechzehn mikroskopisch untersuchten grösseren Basaltbrocken der Tuffe fehlt von den am Hirschberg anstehenden Basalten nur der Limburgit. Besonders sei bemerkt, dass mehrere Proben vorzügliche Übergangsglieder vom typischen Feldspathbasalt zum Gethürmser Typus darstellen, indem neben den idiomorphen Feldspathleistchen die charakteristische xenomorphe Füllmasse reichlich vertreten ist. In einem der Schliffe sieht man in Blasenräumen zahlreiche, aus feinen, farblosen, radialen Fasern bestehende

Digitized by Google

Kugeln bezw. Halbkugeln, die sehr niedere blaugraue Polarisationsfarben, sowie das Kreuz der Sphärolithe zeigen und durch Salzsäure rasch in eine graue, opake Masse verwandelt werden. Sie sind als nachträgliche zeolithische Bildungen aufzufassen.

Auch am südlichen Hirschberge, dicht unter dem erwähnten kleinen Bruche des Rückens I, haben sich spärliche Tuffreste gefunden. Dieselben zeigen makroskopisch eine von allen anderen untersuchten Vorkommen des Gebietes abweichende, dichte, erdige, bräunlichrothe Beschaffenheit. U. d. M. erwiesen sie sich als ein ausgezeichneter Palagonittuff, dessen gelbe bis gelbrothe, blasige Glaslapilli im Gegensatz zu den Tuffen vom nördlichen Hirschberg reichlich Feldspathleistchen führen.

II. Die Basalte östlich der Bergkette Almuthsberg—Hirschberg.

Die in Abschnitt I besprochene Bergkette Almuthsberg—Hirschberg bildet mit ihren östlichen Abhängen die linke Flanke des längs dieser Strecke landschaftlich besonders reizvollen Efzethales. Ihrem Basaltreichthum gegenüber ist die entsprechende rechte Thalflanke, die den östlichen Grenzbezirk unseres Gebietes bildet, viel spärlicher mit Basalt bedacht. Hier herrscht überall der Buntsandstein, und nur einige seiner steilen Berge tragen eine basaltische Gipfelkappe. Unter diesen ist als bedeutendster

der Ecksberg

(auch Eksberg geschrieben) zu nennen, dessen mächtige, bewaldete Sandsteinmasse längs der Linie Völkershain—Remsfeld jäh aus dem Efzethal emporsteigt. Sein ausgedehnter, sehr flach gewölbter Gipfel besteht aus einem festen, blaugrauen Feldspathbasalt, der seinem mikroskopischen Habitus nach (Augitknäuel etc.) zum Almuthsberg-Typus gehört. Bemerkenswerth ist die ausserordentliche Frische der übrigens stark zerbrochenen und selten gut begrenzten Olivine und der stellenweise bedeutende Gehalt an Apatit und Biotit.

Nordöstlich vom Ecksberg und nur durch eine flache Mulde von ihm getrennt, liegen drei dicht benachbarte, geo-

Digitized by Google

logisch und petrographisch als zusammengehörend erscheinende Basaltvorkommen:

Rückersbühnsköpfchen, Eisenkopf und Aschenberg.

Rückersbühnsköpfchen und Aschenberg sind längliche, durch eine auf Remsfeld ziehende Schlucht von einander getrennte Rücken; der Eisenkopf bildet ein rundes, dem oberen Ausgang der Schlucht vorgelagertes Küppchen. Alle drei sind dem Buntsandstein aufgesetzt. Ihre grauen, stark kokkolithischen Gesteine zeigen genau dasselbe mikroskopische Bild wie der Gipfelbasalt vom Almuthsberg (Gethürmser Typus). In einem der Schliffe finden sich in feinen Schlieren neben Feldspath und weissem Glas vereinzelt Durchschnitte von den optischen und geometrischen Eigenschaften des Nephelines.

Schliesslich gehört noch in diesen Abschnitt der in der äussersten Südostecke des Gebietes gelegene, bereits im Allgemeinen Theile p. 515 erwähnte

Burgberg Wallenstein.

Derselbe erhebt sich einige Minuten südöstlich vom Dorfe Wallenstein in einem Seitenthälchen der Efze und besteht aus einer groben, gefritteten Tuffbreccie mit vielen Basalt- und Olivinfelsbrocken und Sandsteintrümmern. Die Breccie ist so fest, dass man vor Zeiten kein Bedenken trug, auf ihr und aus ihr die stattliche Burg zu erbauen, deren Ruine noch heute jener abgelegenen Gegend zur Zierde gereicht. Der obere Burghof und die Kellerräume sind vollständig aus dem Gestein herausgehauen.

Unter den Basaltbrocken der Breccie haben sich neben vorwiegenden porösen, schlackigen Stücken und typischem Feldspathbasalt sehr augitreiche Gesteine gefunden, die sich dem Gethürmser Typus nähern, und deren Olivin zuweilen randlich in eine deutlich pleochroitische, gelbrothe Substanz umgewandelt ist. Die zahlreichen Blasenräume der schlackigen Brocken sind gewöhnlich mit einer oder mehreren Schichten äusserst feiner, farbloser, zur Wandfläche senkrecht stehender Fasern ausgekleidet, die nur sehr schwach auf das polarisirte Licht wirken und deren Auslöschung ihrer Längsaxe parallel geht. Die schmäleren Hohlräume sind oft vollständig durch

Digitized by Google

sie ausgefüllt. Da sie von HCl selbst bei starkem Erwärmen nicht angegriffen werden, sind sie wohl als Chalcedon anzusprechen. Bemerkenswerth ist ferner bei den schlackigen Basalten das häufige Vorkommen schöner Verwachsungen von protogenem Enstatit mit monoklinem Augit. Dabei bildet der Enstatit in der Regel den rundlichen Kern eines einheitlichen, wohl begrenzten monoklinen Augitkrystalles. Eine angegriffene Zwischenzone ist manchmal vorhanden, manchmal nicht.

In den spärlichen, gelben und braunen Glaslapilli der Breccie wurden Augitsäulchen stets, Feldspathleistchen nur selten beobachtet.

III. Die Basalte westlich der Bergkette Almuthsberg—Hirschberg.

Der Streuflingskopf.

Der südwestlich vom Almuthsberge beim Dorfe Rodemann höchst malerisch aus dem Rühnethal aufsteigende bewaldete Streuflingskopf[1] ist der einzige bedeutendere Basaltberg unseres Gebietes, der eine ausgesprochene Kuppengestalt besitzt. Seine Abhänge sind mit gewaltigen Basaltblöcken übersät und, mit Ausnahme der Ostseite, an der sich ein etwas weniger steiler, stromartiger Wulst hinabzieht, ausserordentlich abschüssig.

Ursprünglich war wohl die Kuppe rings von einem Tuffmantel umgeben. Heute stehen grössere Tuffreste nur noch am Ostabhange an, wo sie durch einen kleinen, schon seit Jahrzehnten nicht mehr benutzten Steinbruch aufgeschlossen sind. Da der Bruch und seine Abfuhrwege durch junges Holz gänzlich verwachsen sind, ist er für den Unkundigen nur schwer zu finden.

Abgesehen von dem Wulst auf der Ostseite, besteht der Streuflingskopf aus einem dunklen, auf frischen Bruchflächen harzig glänzenden, etwas Feldspath führenden Limburgit mit braunem Glas. Das Gestein enthält sehr viele Olivinfelseinschlüsse und zeigt auf seinen ziemlich zahlreichen kleineren und grösseren Blasenräumen einen blaugrauen Anflug.

[1] Auf dem kurhessischen Messtischblatte von 1857 heisst der Berg Streutlingskopf.

Digitized by Google

Die noch sehr frischen Olivin- und Augiteinsprenglinge sind selten gut begrenzt; manche Augite sind gänzlich von kleinen Magnetitkrystallen erfüllt. Das braune Glas der Grundmasse wird durch genügend lange Einwirkung von Salzsäure unter Chlornatriumbildung zersetzt. Als secundäre Bildungen führt das Gestein auf Hohlräumen vereinzelt gelbe, radialfaserige, concentrisch-schalige Kugeln von Sphärosiderit.

Der Basalt des Wulstes am Ostabhang unterscheidet sich von diesem Limburgit schon makroskopisch durch hellere, graue Farbe und Neigung zu schieferiger Absonderung. U. d. M. erwies er sich als Limburgit mit weissem Glas.

Der sehr compacte, viele Sandsteinbrocken und einzelne Quarzkörner führende Tuff des Streuflingskopfes ist ein Palagonittuff, dessen stark blasige, gelblichbraune Glaslapilli theils gar keine Ausscheidungen, theils solche von Augitsäulchen und Erzkörnchen enthalten; Feldspathleistchen wurden nie in ihnen bemerkt.

Almuthshäuserberg, Giersberg und Aschberg.

Diese drei Berge sind die Hauptglieder eines grossen, bewaldeten Basaltcomplexes, der die SO.—NW. streichenden Thäler der Rühne und des Osterbaches von einander trennt. Gewaltige, vorzüglich im Osten, Norden und Westen hoch an den Hängen emporreichende Tuffmassen belehren uns, dass wir es hier mit dem früheren Schauplatz einer lebhaften Eruptionsthätigkeit zu thun haben.

Die höchste Erhebung und zugleich etwa das Centrum des ganzen Complexes bildet die ziemlich flachgewölbte Kuppe des Giersberges. Dieselbe ist nach Osten zu durch einen kleinen Sattel von dem mächtigen, genau N.—S. streichenden Almuthshäuserberg getrennt; nach Nordwesten hin geht sie unmittelbar in das weite Gipfelplateau des Aschberges über.

Die Gesteine des ausgedehnten Bezirkes bieten in petrographischer Beziehung nicht viel Abwechselung. Es sind Feldspathbasalte, die sich im Wesentlichen nur durch die Korngrösse, das Erz, das Mengenverhältniss zwischen Feldspath und Augit und die Art der Olivinverwitterung unterscheiden.

Digitized by Google

Das Hauptgestein des Giersberges, ein grauer, spröder Basalt von ausgesprochener Sonnenbrennerstructur, steht am Südabhange, dicht unter der Waldgrenze in horizontalen, plattigen Bänken an. U. d. M. erweist es sich als ein mittelkörniges Gestein, dessen reichlicher Feldspath theils in schönen Leisten, theils in grösseren, xenomorphen, undulös auslöschenden Partien ausgebildet ist, und dessen bräunliche Grundmassenaugite in kleinen Häufchen zwischen dem Feldspath eingeklemmt sind. Als Einsprenglinge erscheinen Augit und gänzlich in gelbrothe, nicht pleochroitische Producte (Eisenhydrosilikate?) umgewandelter Olivin. Das Erz ist theils Magnetit, theils Ilmenit. An accessorischen Gemengtheilen sind vorhanden Apatit (gute sechsseitige Querschnitte), wenig Biotit und durch Salzsäure unter Chlornatriumbildung zersetzbares weisses Glas.

Neben diesem Basalt finden sich auf dem Gipfel des Giersberges Blöcke eines festen blaugrauen Gesteines mit augitreicherer Grundmasse und verhältnissmässig frischem Olivin. Stellenweise führt dasselbe reichlich Biotit, sowie ziemlich viele weisse Schlieren, von denen die kleineren meist nur aus Feldspath und weissem Glas bestehen, während in den grösseren häufig Mittelpartien von Aragonit- und Zeolith-Aggregaten zu beobachten sind (Secundäre Ausfüllungen).

Auch der Hauptrücken des Almuthshäuserberges besteht aus den eben besprochenen beiden Gesteinen. Einer der Schliffe zeigt beide Ausbildungsformen nebeneinander und ausserdem noch eine kleine doleritische Partie, die ungefähr dem typischen Dolerit eines schmalen niedrigen Rückens entspricht, der den südlichen Endrand des Berges bildet; ein gutes Beispiel für die Variationsfähigkeit des erstarrenden Magmas.

Schliesslich sei noch erwähnt, dass das kleine Küppchen des in der östlichen Fortsetzung des eben genannten Doleritrückens liegenden Goldköpfchens aus einem sehr feinkörnigen typischen Feldspathbasalt besteht.

Im Gegensatz zum Giersberg sind am Almuthshäuserberge reichliche Tuffreste erhalten. Besonders mächtige und interessante Ablagerungen finden sich an dem langen, steilen Ostabhange gegenüber dem Dorfe Almuthshausen. Es

Digitized by Google

sind hier zwei verschiedene Tuffvarietäten zu unterscheiden. Die eine, sehr grobkörnige, steht am eigentlichen Hange an und setzt sich im Wesentlichen aus etwa erbsengrossen Basaltlapilli, ölgrünen Olivinkörnern, ziemlich spärlichen Glaslapilli und vereinzelten, oft bis 5 mm langen Spaltstücken von Hornblende zusammen. Infolge eines glasigen, durch zahllose Stäubchen schmutzig getrübten, viele Quarzkörnchen führenden Bindemittels ist der in meterstarken Bänken anstehende Tuff von ausserordentlicher Festigkeit. Die Grundmasse der meist sehr blasenreichen Basaltlapilli enthält gewöhnlich so massenhafte winzige Augitmikrolithen und Erzkörnchen, dass sie selbst durch starke Objective kaum aufzulösen ist. Auch die Glaslapilli sind in der Regel reich an Augitsäulchen; Feldspath wurde in ihnen nicht bemerkt.

Die andere Tuffvarietät findet sich als niedrige, durch eine Kohlenmuthung mehrere Meter tief aufgeschlossene Schwelle am Fusse des Abhanges (Waldrand). Ihre bräunlichen, oft nur centimeterstarken Schichten sind feinkörnig bis dicht und wechseln mit dünnen Lagen einer weissen, blättrigen, thonartigen Substanz. Das Ganze macht den Eindruck eines im Wasser entstandenen Sedimentationsproductes feiner Aschenmassen. Im Schliff sieht man nur wenig und keine typische Ausbildung zeigende Basaltlapilli, viele feldspathfreie, spärlich Augitsäulchen führende Glaslapilli und sehr viele Quarzkörner.

Vom südlichen Almuthshäuserberg wurden untersucht der bereits stark verwitterte, lockere, gelbliche Tuff des Goldköpfchens und der feste, grobkörnige, bräunliche Tuff vom Heideborn bei Leuderode. Beide stimmen in Bezug auf die Basaltlapilli, die Hornblendeführung u. A. mit den eben besprochenen Tuffen überein, und es erübrigt nur die Bemerkung, dass in den Glaslapilli des Heideborntuffes vereinzelt auch Plagioklas beobachtet wurde. Der Tuff vom Nordabhang des Almuthshäuserberges endlich ist reich an oft gut krystallinen Basaltauswürflingen; andere als die vorstehend beschriebenen Gesteinstypen wurden unter denselben nicht gefunden.

Sowohl dem Giersberge als dem Almuthshäuserberg sind im Süden je zwei kleine Küppchen vorgelagert. Die beiden ersteren — der hintere und der vordere Eichberg — liegen

Digitized by Google

zwischen dem Giersberg und Leuderode in nordsüdlicher Richtung hintereinander und stehen wahrscheinlich in engem geologischen Zusammenhang, zumal auch der petrographische Befund nur graduelle Unterschiede ergeben hat: Das Gestein des hinteren Eichberges ist als feldspathführender Limburgit mit braunem Glase zu bezeichnen, dasjenige des vorderen als glasführender Feldspathbasalt.

Die beiden anderen Küppchen liegen dicht vor dem Goldköpfchen an der Landstrasse Leuderode—Steindorf in westöstlicher Richtung nebeneinander. Das westliche wird von der Strasse geschnitten; es hat in der kurhessischen Generalstabskarte von 1857 keinen besonderen Namen (Höhenziffer 1383). Sein Gestein ist ein dunkler, zäher, viele Olivinfelseinschlüsse führender Limburgit mit weissem und mit braunem Glas. Die Vertheilung der beiden Glasarten ist sehr ungleichmässig. In glasreicheren Partien finden sich ausserordentlich feine, zu zierlichen Gruppen vereinigte Erznädelchen. Durch Salzsäure wird das Glas unter Chlornatriumbildung angegriffen.

Im Gegensatz zu diesem Limburgit ist das Gestein des „Eichholz" genannten östlichen Küppchens ein grobkörniger, holokrystalliner, sehr feldspathreicher Basalt ohne Recurrenz der Gemengtheile. Olivin, Augit und Erz sind ziemlich gleichmässig zwischen den die Hauptmasse des Gesteines ausmachenden, in dichtgedrängten Bündeln beisammenliegenden Feldspathleisten vertheilt. Der Olivin zeigt eine eigenthümliche schwach grünlichgelbe Färbung; seine Verwitterungsproducte sind braun bis schwarz. Häufig hat man den Eindruck, als ob das meist in unregelmässig lappigen Durchschnitten erscheinende Erz das Endproduct der Olivinzersetzung sei, um so mehr als der Olivin oft mit dem Erz verwachsen ist. Eine sichere Entscheidung über die Natur des Erzes war nicht zu treffen; wahrscheinlich haben wir es mit Ilmenit zu thun, und es wäre alsdann das Gestein zu den Doleriten zu stellen.

Wenden wir uns nun zur Besprechung des Aschberges, dessen ausgedehntes Basaltplateau nach Norden hin einen steilen, von etwa einem halben Dutzend enger Schluchten durchfurchten Abhang zeigt (Klessenstein), nach Süden dagegen theils ganz allmählich abfällt, theils — und zwar

Digitized by Google

im Südwesten — in den langgestreckten, klippigen Rücken des „Wehrholz“ ausläuft.

Die an der Hand eines reichlichen Schliffmaterials ausgeführte petrographische Untersuchung hat ergeben, dass die Basalte des östlichen Aschberges im allgemeinen denselben Charakter besitzen, wie diejenigen des angrenzenden Giersberges (vergl. p. 542), während im Westen und Südwesten (Wehrholz) der typische Feldspathbasalt dominirt. Bemerkenswerth ist ein beträchtlicher Biotitgehalt der meisten Gesteine, der sich zuweilen so steigert, dass man geradezu von Glimmerbasalten reden kann. Letzteres ist z. B. der Fall bei einigen Doleritproben vom eigentlichen Aschberg-Plateau. Neben diesen grobkörnigen, dem Hauptbasalt der Lichte ähnlichen Gesteinen, haben sich auf dem Plateau auch Basaltblöcke mit fein struirter Grundmasse gefunden. Dieselben besitzen grosse Ähnlichkeit mit dem Basalt vom Pferdehügel (vergl. p. 523 ff.), um so mehr, als sie nicht nur Olivin- und Augit-, sondern auch Feldspath-Einsprenglinge führen. Recht häufig sind in ihnen weisse, aus Feldspath und Glas bestehende Schlieren, sowie Concretionen, bei denen eine Feldspathpartie mit einer Hülle aus Augitsäulchen umgeben ist. In manchen dieser Concretionen umschliesst der Feldspath einzelne Augitkrystalle, die dadurch auffallen, dass sie unregelmässig vertheilte, intensiv grüne, stark pleochroitische Stellen besitzen, während sie im Übrigen fast farblos erscheinen.

Erwähnt sei noch, dass auf dem östlichsten Rücken des nördlichen Plateaurandes ein vereinzelter Block gefunden wurde, der in ausgezeichneter Weise den bereits p. 528 kurz charakterisirten Hügelskopftypus von Schultz aufweist.

Der den westlichen Aschberg bildende Feldspathbasalt ist etwa 20 Minuten südlich von Sondheim durch einen Steinbruch aufgeschlossen (Nordwestecke des Berges). Während die Basaltproben aus verschiedenen Höhen des Bruches nur Magnetit führen, enthalten die oberhalb des Bruches lagernden mächtigen Blöcke auch kleine Ilmenitleistchen, sowie Fetzen von Ilmenit II. Art. (Rinne), so dass hier eine Basaltmasse vorzuliegen scheint, deren centraler Theil nur Magnetit enthält, während die oberen Partien neben dem Magnetit auch Ilmenit führen, ein Umstand, der deshalb von Interesse

Digitized by Google

ist, weil K. Hofmann[1] von den Basalten des südlichen Bakony und A. Sigmund[2] vom Feldspathbasalt von Weitendorf in der Steiermark das Umgekehrte berichten und aus ihren Beobachtungen weitere Folgerungen ziehen.

Von den reichlichen Tuffen, die am ganzen Nordrande des Aschberges anstehen, sind besonders interessant die gut geschichteten Ablagerungen, die sich an der Nordwestecke des Berges in unmittelbarer Nähe des eben erwähnten Steinbruches finden. Sie bestehen aus einem ziemlich hellfarbigen, festen, körnigen, hornblendeführenden Tuff, der sich ausser durch das Vorkommen von Pflanzenstengelabdrücken besonders dadurch auszeichnet, dass er genau ebensolche Olivinbomben mit Basaltrinde enthält, wie sie vom Dreiser Weiher in der Eifel bekannt sind. Die Grösse der Bomben schwankt in weiten Grenzen; neben etwa walnussgrossen Exemplaren wurde ein solches von Kopfgrösse gefunden. Ihre Zusammensetzung ist die des gewöhnlichen Olivinfelses der Basalte, wobei bald der eine, bald der andere Bestandtheil stärker hervortritt; einige kleine Bomben bestehen z. B. fast nur aus schwarzgrünen Körnern von Chromdiopsid. Die Basaltrinde ist zuweilen bis 1 cm dick. (Stark schlackiger Feldspathbasalt.)

Bomben derselben Art hat auch F. Rinne am Kuhberge im Habichtswald gefunden (l. c. II. p. 76).

Der Tuff selbst enthält reichlich Glaslapilli von hell- bis rothgelber oder brauner Farbe. Neben vorwiegenden Augitmikrolithen führen sie gewöhnlich auch Feldspathleistchen. Die untersuchten Basaltlapilli waren nur selten einigermaassen gut entwickelt; sie zeigten dann den Habitus eines sehr feinkörnigen Feldspathbasalts.

Von den übrigen Tuffen des nördlichen Aschberges wurde noch eine der Wassmuthshäuser Mühle gegenüber, am sogen. Klessenstein gelegene Partie näher untersucht. Der Tuff steht hier in schroffen Wänden und Klippen an; theils ist er körnig und gut geschichtet, theils bildet er eine regellose,

[1] Die Basaltgesteine des südlichen Bakony. Budapest 1897. p. 30 ff. und p. 206.

[2] Die Basalte der Steiermark. Tscherm. Min. Mittheilungen. 1898. 17. Heft 5. p. 539.

Digitized by Google

viele grosse Basaltbrocken enthaltende Breccie. Im Gegensatz zu dem Tuff von der Nordwestecke sind die reichlich vorhandenen Glaslapilli so gut wie feldspathfrei. Die Basaltauswürflinge besitzen sehr häufig eine ausgezeichnet krystalline Beschaffenheit. Andere als die auf dem Aschberge gefundenen Basaltvarietäten wurden unter ihnen nicht beobachtet.

Die Basalte um Lenderscheid.

Der in diesem letzten Abschnitt zu besprechende Rest der Basalte unseres Gebietes besteht aus einer beträchtlichen Anzahl von Einzelvorkommen, welche sämmtlich der näheren und weiteren Umgebung des Dorfes Lenderscheid angehören. In den meisten Fällen handelt es sich um Feldspathbasaltvarietäten (typischer Feldspathbasalt, Basalt vom Zwischentypus, Dolerit etc.); ein gesetzmässiger Altersunterschied nach Art der Streng'schen[1] älteren und jüngeren Ströme konnte zwischen ihnen nirgends constatirt werden.

Wir beginnen mit dem unmittelbar nördlich von Lenderscheid gelegenen „Radenberg". Derselbe bildet die basaltische Endpartie eines — von der etwa 2 km südöstlich gelegenen Basaltmasse der Blattscheide aus herüberziehenden — Tertiärrückens, der sich an verschiedenen Stellen durch grossen Reichthum an gewaltigen Braunkohlenquarzitblöcken auszeichnet.

Der Basalt des Radenberges ist gerade Lenderscheid gegenüber hoch oben am Südabhang durch einen ausgedehnten Steinbruchbetrieb vorzüglich aufgeschlossen. Abgesehen von einer mehrere Meter mächtigen, aus unregelmässigen, blasigen Blöcken bestehenden Deckschicht, zeigt er aufs Schönste eine Absonderung in mehr oder minder horizontal liegende, durchschnittlich 10—15 cm starke Platten. Block- und Plattengestein erwiesen sich als ein und derselbe typische Plagioklasbasalt. Dagegen befindet sich an der Nordwestecke des im Übrigen durchaus den Eindruck einer einheitlichen Basaltmasse machenden Vorkommens ein kleines Felsenmeer aus Basaltblöcken, dessen Gesteinsproben neben dem Magnetit auch reichlich Ilmenit enthalten (Zwischentypus).

[1] Siehe das Citat auf p. 510.

Digitized by Google

Tuffreste sind am Nordostabhange des Radenberges gefunden worden (gegenüber Wehrholz); sie sind von gelblichbrauner Farbe und führen Hornblende.

Zwischen Radenberg und Blattscheide trägt der oben erwähnte tertiäre Verbindungsrücken ausser dem ganz unbedeutenden Vorkommen der „Hilgehecke“ beim Dorfe Leuderode mehrere kleine, unmittelbar hintereinander liegende bewaldete Basaltküppchen, das „Herreholz“. Beide Vorkommen bestehen aus demselben typischen Feldspathbasalt wie die zahlreichen kleinen, oft kaum über das Gelände hervorragenden Basaltschwellen, die sich westlich vom Radenberg nach Siebertshausen und Wernswig zu im Thale des Niederbaches finden.

Auch der ganze südöstliche Theil des zwischen Lenderscheid und Frielendorf gelegenen, nach Südwesten convexen, waldreichen Höhenzuges der „Mark“ sowie der etwas abseits gelegene „Kleine Schöneberg“ bestehen aus diesem Gestein. Dagegen treten auf dem nordwestlichen Flügel der Mark auch Dolerite auf, sowie Basalte, bei denen in der Grundmasse der Augit den Feldspath überwiegt, und die sich zuweilen sehr dem Gethürmser Typus nähern (Küppchen an der Nordwestecke). Am Nordabhange der Mark, im sogen. „Rabenwald“, ist in einem neu angelegten Steinbruch eine vorzügliche Absonderung des Gesteins (typischer Feldspathbasalt) in 1—2 m starken Säulen zu sehen. Über den Säulen liegt eine mächtige, unregelmässig grossblöckige Deckschicht.

Im Gegensatz zu den bis jetzt besprochenen Vorkommen dominirt unter den im Süden der Mark zwischen Frielendorf und Ropperhausen gelegenen Feldspathbasalten entschieden der Dolerit. Dabei zeigt derselbe in den meisten Fällen eine ähnliche Ausbildung wie der Hauptbasalt der Lichte (vergl. p. 516 ff.). Dies gilt z. B. von den Gesteinen der „Cappeler Mark“ und den meisten ihr westlich und östlich benachbarten kleineren Vorkommen, sowie vom Basalt des „Ringsberges“. Doch haben sich auch Dolerite vom Charakter des von Streng (dies. Jahrb. 1888. II. 181—229) eingehend beschriebenen Londorfer Lungsteins gefunden. Hierher ist z. B. das Gestein eines hinter der Ziegelei am Bahnhof Frielendorf aufgeschlossenen, säulig abgesonderten Stromes zu

Digitized by Google

stellen. Wie in Londorf sind bei diesem die charakteristischen Stromoberflächen noch ziemlich reichlich und gut erhalten. Sie zeigen die bekannten, theils tauartig gewundenen, theils gekröseartigen Formen, intensiv rothe Färbung und im Schliff eine röthlichbraune schlackige Grundmasse, in der viele, an den Enden gegabelte Feldspathleistchen und vereinzelte Olivin- und Augitkörner liegen. Der Dolerit selbst ist reich an Plagioklas und Ilmenit, zwischen deren leistenförmigen Durchschnitten der spärlich vorhandene Grundmassenaugit in kleinen Körnchen eingeklemmt erscheint. Grössere Augite sind selten. Dagegen sind zahlreiche, meist stark corrodirte und zersetzte Olivineinsprenglinge vorhanden. Die Umwandlung der Olivinsubstanz geht so vor sich, dass zuerst die gewöhnlichen gelbbraunen, dann rothe, pleochroitische und schliesslich schwarzbraune bis schwarze Producte entstehen. Danach ist dieser Olivin als eine sehr eisenreiche Varietät, etwa als Hyalosiderit oder Fayalit anzusprechen.

Ähnlich geartet ist auch der Dolerit des unmittelbar westlich der Landstrasse Lenderscheid—Ropperhausen gelegenen „Grosser Schöneberg".

Dieser interessante Berg besteht aus einem mächtigen Sandsteinsockel, auf den ein OW. streichender, sehr schroffer, vulcanischer Rücken aufgesetzt ist. In der v. Dechen'schen geologischen Karte ist der Sockel als Buntsandstein eingezeichnet; vielleicht muss für das wenig feste, grobkörnige, gelbliche Gestein jedoch ein tertiäres Alter angenommen werden, zumal sich in dem engen Erosionsthal, das den Grossen Schöneberg von dem nördlich benachbarten, aus typischem Feldspathbasalt bestehenden Kleinen Schöneberg trennt (vergl. p. 548), auffallend viele gewaltige Braunkohlenquarzitblöcke finden.

Der einen scharfen Grat bildende Gipfelrücken des Berges setzt sich in der Hauptsache aus festem, körnigem Tuff zusammen. Da dieser zu Bauzwecken gut geeignete Tuff lange Jahre hindurch von den Bauern der Umgegend in regelloser Weise ausgebeutet wurde, ist ein unmittelbarer Überblick über die ursprünglichen Lagerungsverhältnisse des in einzelnen grossen Blöcken über die Gehänge vertheilten Basaltes nicht mehr zu gewinnen. Doch kann mit Sicherheit

Digitized by Google

angenommen werden, dass diese Blöcke die Reste einer Lavadecke sind, die sich in einer Mächtigkeit von 1—2 m über die vorher zur Ablagerung gelangten Tuffschichten ergossen hat. Sehr häufig ist eine Seite der Basaltblöcke mit einer Schlackenkruste versehen, deren eigenthümlich höckerige Oberfläche dafür spricht, dass sie an der Grenzfläche der Lava und des damals noch lockeren Tuffes entstanden ist.

U. d. M. zeigt die Schlacke eine analoge Ausbildung wie diejenige des oben besprochenen Frielendorfer Doleritstromes; nur enthält sie als Besonderheit bis mehrere Millimeter lange, vorzüglich ausgebildete Feldspatheinsprenglinge, die meist gute Spaltrisse zeigen und gewöhnlich aus nicht mehr als zwei nach dem Albitgesetz verzwillingten Individuen bestehen.

Auch der normale Dolerit, in den die Schlackenkruste allmählich übergeht (vergl. Taf. XXVII Fig. 1), unterscheidet sich von dem normalen Gestein des Frielendorfer Stromes im Wesentlichen nur durch den Besitz dieser grossen Feldspathkrystalle. Für sein makroskopisches Bild charakteristisch sind vor Allem die ebenfalls meist 1—2 mm langen, stark corrodirten und zersetzten Olivineinsprenglinge, deren Bruchflächen wie goldbraune Flitter aus der grauen Gesteinsmasse hervorglänzen. Stellenweise ist der Dolerit blasig ausgebildet. In der Regel zeigt die Wandung der Blasenräume einen wahrscheinlich durch Verwitterung entstandenen graugrünen Anflug. An einem Block vom Südostabhange wurden sehr interessante schalenförmige Hohlräume beobachtet, deren lichte Weite oft mehrere Centimeter beträgt bei einer Länge bis zu 25 cm. Ihre Entstehung ist wohl auf eine durch irgendwelche Ursachen bewirkte ungleichmässige Contraction des festwerdenden Gesteins zurückzuführen.

Der Tuff des Grossen Schöneberges zeigt infolge seiner massenhaften gelben oder orangefarbenen Glaslapilli und reichlicher bräunlichgelber, bolartiger Verwitterungsproducte helle, gelbröthliche Farbentöne. Die Glaslapilli enthalten fast immer viele, gut ausgebildete Augitsäulchen, während Feldspath nur in einigen wenigen gefunden wurde. Ihre meist gut begrenzten Olivineinsprenglinge führen häufig Einschlüsse der Glasgrundmasse; im Gegensatz zu den Olivinen des Dolerits sind sie gewöhnlich noch sehr frisch. Von den zahlreichen Basalt-

Digitized by Google

lapilli besitzen die meisten eine im Schliffe nur schwer auflösbare, grösstentheils aus winzigen Augitmikrolithen bestehende Grundmasse. Kein einziger zeigte doleritische Ausbildung.

Wie in den meisten Tuffen des Gebiets, haben sich auch hier ziemlich reichlich Krystalle der gemeinen basaltischen Hornblende gefunden.

Es sind nun noch einige wenige, zwischen Ropperhausen und Steindorf gelegene Basaltvorkommen zu besprechen.

Ropperhausen selbst liegt am Südwestabhang des mächtigen „Stärkelsberges". Während der ausgedehnte, flachgewölbte, bewaldete Gipfel dieses Berges aus typischem Feldspathbasalt besteht, erwiesen sich die Gesteinsproben eines unmittelbar westlich angrenzenden, etwas niedrigeren, ebenfalls mit Wald bedeckten Plateaus zumeist als Dolerit. Der steile Rand dieses Plateaus zeichnet sich noch besonders aus durch schöne Klippenpartien, deren malerischste sich oberhalb des Clausborn erhebt und den Namen „Judenkanzel" führt.

Nach Nordosten zu folgen auf den Stärkelsberg hintereinander der „Beisiegel" und die „Blattscheide". Beide sind nur durch eine enge Erosionsschlucht theilweise voneinander getrennt und machen auch in petrographischer Beziehung den Eindruck der Zusammengehörigkeit, da sie in der Hauptsache aus demselben typischen Feldspathbasalt bestehen. Eine abweichende Ausbildung zeigt nur das Gestein des unmittelbar östlich am Wege Ropperhausen—Leuderode der Blattscheide aufgesetzten kleinen Küppchens (vergl. p. 508). Dies Gestein ist ein ausgezeichneter Dolerit, der grosse Ähnlichkeit mit dem Londorfer Dolerit besitzt, sich von diesem jedoch dadurch unterscheidet, dass bei ihm der Augit nicht in einzelnen, zwischen den Feldspathleisten eingeklemmten Körnern auftritt, sondern in grösseren, unregelmässig begrenzten, blassbräunlichen Partien, die sämmtliche übrigen Gesteinscomponenten, besonders reichlich aber den Plagioklas, als Einschlüsse beherbergen. Infolge dieser allotriomorphen Ausbildung des Augits zeigt das Gestein eine ähnliche Structur wie die bekannte Ophitstructur der Diabase. Häufig erweisen sich die scheinbar einheitlichen Augitpartien bei gekreuzten Nicols aus mehreren unmittelbar aneinanderstossenden Körnern zu-

Digitized by Google

sammengesetzt, eine Erscheinung, die zuerst von Lawson an canadischen Diabasen beschrieben und als polysomatischer Augit bezeichnet wurde (vergl. Rosenbusch, Massige Gesteine. 1896. p. 1100).

Östlich von den beiden letztbesprochenen Bergen erheben sich die beiden ebenfalls zusammenhängenden, etwa SW.—NO. streichenden bewaldeten Basaltmassen des „Hilpertshain" und des „Silberberg", die bereits als nördliche Ausläufer des eigentlichen Knüllplateaus aufzufassen sind.

Die als gewöhnlicher Feldspathbasalt bestimmten Basaltproben vom Hilpertshain bieten nichts Besonderes. Dagegen wurden am Silberberge verschiedene sehr interessante Gesteine angetroffen.

Die kuppenförmige Gipfelpartie des Silberberges besteht aus einem Feldspathbasalt, der ziemlich viel Biotit und nephelinitoides Glas enthält und einige Verwandtschaft mit dem Basalte vom Gethürmser Typus besitzt. Zwischen den Blöcken dieses Gesteines fand sich ein einzelner, mässig grosser Block, der beim Anschlagen durch sein weissgeflecktes, mandelsteinartiges Aussehen sofort die Aufmerksamkeit auf sich zog. Bei der näheren Untersuchung erwiesen sich die zahlreichen, oft 5 mm langen weissen Stellen als Schlierenbildungen, deren Inhalt im Wesentlichen aus Feldspath und weissem Glas besteht (Taf. XXVIII Fig. 5). Die Feldspathdurchschnitte bilden grosse, klare, theils einheitliche, theils aus zwei breiten Zwillingslamellen (Albitgesetz) zusammengesetzte Leisten. Hier und da sieht man auch Durchkreuzungszwillinge. Die Auslöschungsschiefe der Leisten ist gering, ja, sehr oft löschen sie nahezu oder gänzlich gerade aus, so dass wir es wahrscheinlich nicht mit einem Plagioklas, sondern mit Sanidin zu thun haben. Sowohl der Feldspath als das Glas sind reich an Apatitnadeln und an ebenfalls nadelartig feinen Augitsäulchen, die sich von den ersteren meist nur durch ihre schiefe Auslöschung unterscheiden. Das Glas wird von Salzsäure unter Chlornatriumbildung angegriffen.

Häufig finden sich in den Schlieren grosse Titaneisentafeln und Biotitfetzen, ferner vereinzelte farblose, sechseckig begrenzte isotrope Durchschnitte und in Zwickeln blaugrau polarisirende Partien, die von Salzsäure bis auf einen stark

Digitized by Google

färbbaren Rückstand zersetzt werden und daher als Nephelin angesprochen werden dürfen.

Analoge, wenn auch nirgends derart massenhafte Schlierenbildungen hatten wir bereits von mehreren anderen Punkten des Gebietes zu verzeichnen (Aschberg, Katzenhaun, Kohlschlag). Der Umstand, dass in allen diesen Fällen zwischen dem Schliereninhalt und dem normalen Gestein nie eine scharfe Grenze wahrzunehmen ist, weist darauf hin, dass die Schlieren durch eine chemische Differenzirung des Magmas entstanden sein müssen, etwa in der Art, wie E. Weinschenk in seiner allgemeinen Gesteinskunde[1] diesen Vorgang erläutert:

„Tritt der Sättigungspunkt des Magmas bei einer Temperatur ein, welche über dem Schmelzpunkt der betreffenden Substanz liegt, so tritt an Stelle der Krystallisation eine Art von Seigerung (engl. liquation); es entstehen zwei nicht ineinander lösliche Schmelzflüsse. Die so ausgeschiedenen Theilmagmen vereinigen sich je in noch schmelzflüssigem Zustand zu zusammenhängenden Massen, welche bald gleichzeitig, bald nacheinander zur Verfestigung kommen und schliesslich in dem erstarrten Gestein als Schlieren hervortreten."

Danach würden die besprochenen Bildungen etwa zu den Constitutionsschlieren F. Zirkel's[2] zu stellen sein. F. Rinne, der aus der Gegend von Cassel ähnliche Erscheinungen als Feldspathaugen beschreibt und abbildet[3], fasst dieselben als Analoga der sogen. Zwischenklemmungsmasse auf, d. h. als Producte der letzten Periode der Gesteinsbildung.

Die Basaltproben von den ausgedehnten Abhängen des Silberberges zeigen sehr verschiedenartige Ausbildung. So stehen z. B. am Nordwestfusse steile Klippen eines feldspathführenden Limburgites mit braunem Glase an, während nur wenig höher hinauf Dolerit und ein dem Gethürmser Typus nahekommendes Gestein gefunden wurden. Der Dolerit ist ziemlich grobkörnig und zeichnet sich durch die grüngelbliche Färbung seiner Olivine und ihre bis ins Schwarze gehende

[1] Allgemeine Gesteinskunde als Grundlage der Geologie. Freiburg i. B. 1902. p. 38.

[2] Über Urausscheidungen in rheinischen Basalten. Abh. d. K. Sächs. Ges. d. Wiss. Leipzig XXVIII. 1903. p. 117.

[3] l. c. I. p. 45 und Taf. VI Fig. 10.

Digitized by Google

Verwitterung aus; er wurde auch am Ostabhange des Berges angetroffen. Das an dritter Stelle genannte Gestein unterscheidet sich von dem echten Gethürmser Typus nur dadurch, dass es neben den xenomorphen Feldspath- und Glaspartien zahlreiche idiomorphe Plagioklasleistchen führt. Aus ihm besteht auch das niedrige bewaldete Küppchen, das zwischen den erwähnten Limburgitklippen und der Landstrasse dem Nordwestabhange des Silberberges vorgelagert ist. Ein dem Gipfel benachbartes, auf der Höhe des Ostabhanges gelegenes Küppchen besteht aus gewöhnlichem Feldspathbasalt. (Höhenziffer 1630 des kurh. Messtischblattes von 1857.)

Was schliesslich das letzte hier zu besprechende Basaltvorkommen anlangt, den zwischen Silberberg und Hirschberg gelegenen „Quelberg“ (eigentlich Quellberg), so ist derselbe wie seine beiden Nachbarn Hilpertshain und Silberberg als nördlicher Ausläufer des eigentlichen Knüllgebietes zu betrachten. Durch die Erosionsthätigkeit eines Bergbaches ist seine Basaltdecke in einen schmäleren westlichen und einen breiteren östlichen Theil zerschnitten worden. Das Gestein, ein ziemlich feinkörniger Feldspathbasalt, ist reich an Olivinknollen. Besonders fallen unter diesen hier und da solche von intensiv rother Färbung auf, wie sie in dem Basalt vom Ostabhange des bereits jenseits der Südgrenze unseres Gebietes gelegenen Haideberges (Knüll) die Regel bilden, und wie sie auch von F. Rinne (l. c. II. p. 76) an verschiedenen anderen Orten Niederhessens gefunden worden sind. Ursache der Rothfärbung ist die Verwitterung des Olivins. Dieselbe liefert zuerst klare, in gelbrothen Farbentönen pleochroitische Substanzen, die dann allmählich in braunrothe, undurchsichtige ockerige Producte übergehen.

Recht interessant ist ferner ein am Ostabhange des Quelberges gefundenes Stück einer stark blasigen Lava, deren Olivineinsprenglinge gänzlich in braunschwarze opake Substanzen umgewandelt sind, und die als besondere Merkwürdigkeit intensiv strohgelb gefärbte Augiteinsprenglinge führt, während die winzigen Augitmikrolithen der sehr dichten Grundmasse die gewöhnliche blassbräunliche Färbung zeigen. Vereinzelt sieht man auch Enstatitkerne von einem Kranz der gelben Augitsubstanz umwachsen.

Digitized by Google

Auch zu diesem Gesteine wurde am Haideberg ein Analogon gefunden. Nur lässt sich dort der Augit kaum in zwei Generationen trennen, und finden sich neben den gelben Individuen reichlich solche, die theilweise oder gänzlich die normale hellbraune Farbe zeigen; ein Umstand, der darauf hinzuweisen scheint, dass die Gelbfärbung des Augites nur eine, wenn auch seltene Verwitterungserscheinung ist.

Erklärung der Tafeln.

Tafel XXVII.

Fig. 1. Dolerit mit Fluidalstructur vom Gr. Schöneberg. Zwei Feldspathgenerationen. Die Feldspatheinsprenglinge sind z. Th. mit Augiteinsprenglingen verwachsen. p. 550.

„ 2. Hauptbasalt der Lichte. Dolerit mit holokrystalliner Structur. Das Erz zeigt Einschlüsse und Eindrücke der anderen Gesteinscomponenten. Das Gestein führt viele Apatitnadeln. p. 516.

„ 3. Basalt vom Ostabhange des Almuthsberges. Der Augit entbehrt einer deutlichen Recurrenz; seine Individuen sind häufig zu radialstrahligen Gruppen vereinigt. Die Olivine zeigen z. Th. deutliche Zonarstructur; so z. B. der Durchschnitt rechts unten in der Figur. p. 520, 527.

„ 4. Basalt vom Pferdehügel. Stelle des Schliffes, an der die Grundmasse so stark mit Erzkörnchen durchstäubt ist, dass sie undurchsichtig erscheint. Oben ein Quarzkorn. Rechts ein von Feldspathleistchen durchspickter grosser Augit. Links unten Verwachsung zwischen einem Feldspath- und Augiteinsprengling. p. 523.

Tafel XXVIII.

Fig. 5. Basalt vom Silberberg mit Feldspathschliere bei gekreuzten Nicols. p. 552.

„ 6. Basalt vom Nordostabhange des Katzenhauh. Gethürmser Typus. Die weisse Füllmasse besteht in der Hauptsache aus Feldspath. Die grossen dunklen Durchschnitte sind durch Verwitterungsproducte stark gefärbte Olivine. p. 525, 532.

„ 7. Dasselbe wie Fig. 6 bei gekreuzten Nicols. Besonders zu beachten ist die scharfe Zwillingsgrenze in der oberen Partie der Füllmasse. Genaue Beschreibung siehe p. 532.

Die Vergrösserung sämmtlicher Figuren der Tafeln ist 33.

Digitized by Google

Digitized by Google

In der **E. Schweizerbart**'schen Verlagshandlung (**E. Nägele**) in **Stuttgart** ist ferner erschienen:

PALAEONTOGRAPHICA.

Beiträge zur Naturgeschichte der Vorzeit.

Herausgegeben von

Prof. Dr. **E. Koken** in Tübingen und Prof. Dr. **J. F. Pompeckj** in Hohenheim.

Bisher erschienen 50 Bände 4° im Umfange von je ca. 40 Bogen Text und 28 Tafeln.

Preis pro Band Mk. 60.—.

Die Abhandlungen sind auch einzeln zu haben. Im Nachstehenden führen wir eine Anzahl der in der letzten Zeit erschienenen Arbeiten an:

Fraas, E.: Die Meer-Crocodilier (Thalattosuchia) des oberen Jura unter specieller Berücksichtigung von Dacosaurus und Geosaurus. 9 Bogen mit 8 Tafeln Preis Mk. 20.—.

Drevermann, Fr.: Die Fauna der Untercoblenzschichten von Oberstadtfeld bei Daun in der Eifel. 6 Bogen mit 6 Tafeln . . . . . „ „ 16.—.

Volz, W.: Proneusticosaurus, eine neue Sauropterygier-Gattung aus dem unteren Muschelkalk Oberschlesiens. 5 Bogen mit 2 Tafeln . . . . . „ „ 14.—.

Felix, Johs.: Studien über die korallenführenden Schichten der oberen Kreideformation in den Alpen und den Mediterrangebieten. Theil I: Die Anthozoën der Gosauschichten in den Ostalpen. 25 Bogen mit 9 Tafeln und 67 Textfiguren . . . „ „ 30.—.

Wanner, Joh.: Die Fauna der obersten weissen Kreide der libyschen Wüste. 8 Bogen mit 7 Tafeln . . „ „ 24.—.

Quaas, Arth.: Beitrag zur Kenntniss der Fauna der obersten Kreidebildungen in der libyschen Wüste (Overwegi-Schichten und Blätterthone). 24 Bogen mit 14 Tafeln . . . . . „ „ 36.—.

Burckhardt, C.: Beiträge zur Kenntniss der Jura- und Kreideformation der Cordillere. 18 Bogen mit 16 Tafeln und 4 Kartenskizzen . . . . . „ „ 38.—.

Broili, F.: Die Fauna der Pachycardientuffe der Seiser Alp. (Mit Ausschluss der Gastropoden und Cephalopoden.) 11 Bogen mit 11 Tafeln . . . . . „ „ 22.—.

Oppenheim, P.: Zur Kenntniss alttertiärer Faunen in Ägypten. 1. Lieferung: Der Bivalven erster Theil (Monomyaria, Heteromyaria, Homomyaria und Siphonida integripalliata). 21 Bogen mit 17 Tafeln. „ „ 40.—.

Broili, F.: Permische Stegocephalen und Reptilien aus Texas. 15 Bogen mit 13 Tafeln und 5 Textfiguren „ „ 30.—.

Neumayer, L.: Die Koprolithen des Perms von Texas. (Anhang zum Vorigen.) 1 Bogen mit 1 Tafel . . „ „ 2.50.

Digitized by Google

Inhalt des dritten Heftes.

Seite

Bavink, B.: Beiträge zur Kenntniss der magnetischen Influenz in Krystallen. (Mit Taf. XXI—XXIII und 13 Figuren im Text.) 377

Broili, F.: Über Diacranodus texensis Cope (= Didymodus? compressus Cope). (Mit Taf. XXIV, XXV.) 467

Schlosser, M.: Notizen über einige Säugethierfaunen aus dem Miocän von Württemberg und Bayern. (Mit Taf. XXVI). 485

Reuber, O.: Die Basalte südlich von Homberg a. d. Efze bis zum Knüllgebirge. (Mit Taf. XXVII, XXVIII, 1 Übersichtskarte [Taf. XXIX] und 7 Figuren im Text.) 503

In der E. Schweizerbart'schen Verlagshandlung (E. Nägele) in Stuttgart ist ferner erschienen:

Lethaea geognostica.

Handbuch der Erdgeschichte

mit Abbildungen der für die Formationen bezeichnendsten Versteinerungen.

Herausgegeben von einer Vereinigung von Geologen.

I. Theil: Lethaea palaeozoica

von

Ferd. Roemer, fortgesetzt von Fritz Frech.

Textband I. Mit 226 Figuren und 2 Tafeln. gr. 8°. 1880. 1897. (IV. 688 S.) Preis Mk. 38.—.

Textband II. 1. Liefg. Mit 31 Figuren, 18 Tafeln und 3 Karten. gr. 8°. 1897. (256 S.) Preis Mk. 24.—.

Textband II. 2. Liefg. Mit 99 Figuren, 9 Tafeln und 3 Karten. gr. 8°. 1899. (177 S.) Preis Mk. 24.—.

Textband II. 3. Liefg. Mit 13 Tafeln und 235 Figuren. gr. 8°. 1901. (144 S.) Preis Mk. 24.—.

Textband II. 4. Liefg. Mit 186 Figuren. gr. 8°. 1902. (210 S. und viele Nachträge.) Preis Mk. 28.—.

Atlas. Mit 62 Tafeln. gr. 8°. 1876. Cart. Preis Mk. 28.—.

II. Theil: Das Mesozoicum.

Erstes Heft: Die Trias.

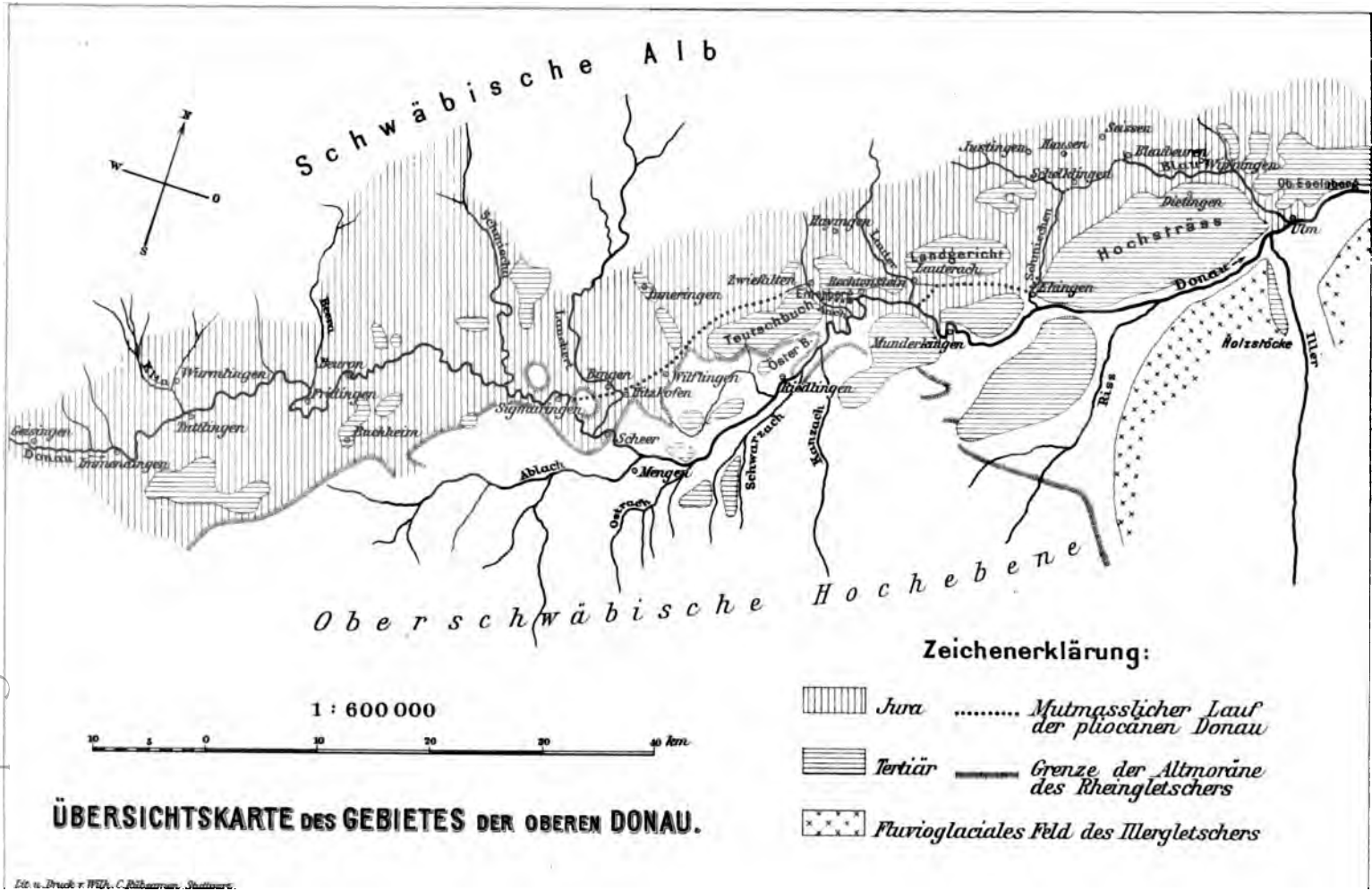
Erste Lieferung: Einleitung des Mesozoicum und der Trias vom Herausgeber; Continentale Trias von E. Philippi (mit Beiträgen von J. Wysogórski). — Mit 8 Lichtdrucktafeln, 21 Texttafeln, 6 Tabellenbeilagen und 76 Abbildungen im Text.

Preis Mk. 28.—.

Verlag von E. Schweizerbart (E. Nägele) in Stuttgart, Marienstrasse 31.

Druck von Carl Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

Digitized by Google



1 : 600 000

10 5 0 10 20 30 40 km

ÜBERSICHTSKARTE DES GEBIETES DER OBEREN DONAU.

Zeichenerklärung:

- Jura ..... Mutmasslicher Lauf der pliocänen Donau
- Tertiär ——— Grenze der Altmoräne des Rheingletschers
- Fluvioglaciales Feld des Illergletschers

Lit. u. Druck v. Wilh. C. Röhm, Stuttgart.

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Erklärung zu den Profilen auf Taf. II.

Bemerkung. Die Grenzflächen der tertiären Schichten gegeneinander sind schematisch, die des Weissjura gegen das Tertiär ist ideal. 10fache Überhöhung.

Fig. 1. Schnitt von SW.—NO. durch das Wippinger Lager.
„ 2. Schnitt in der Richtung Arnegg—Harthausen (senkrecht zum folgenden).
„ 3. Schnitt parallel dem Aufbruch der Erminger Platte durch die Klingensteiner Wälder.
„ 4. Schnitt von Söflingen—Mähringen durch den Oberen Eselsberg.
„ 5. Schnitt von W.—O. durch den Oberen Eselsberg.

Digitized by Google

Zeichenerklärung.

Weiss-Jura ε.

W.-Jura ζ.

Unterer Süsswasserkalk.

Marine Molasse (Graupensand).

Quarzgerölle.

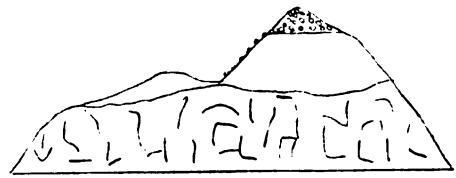


Fig. 1.

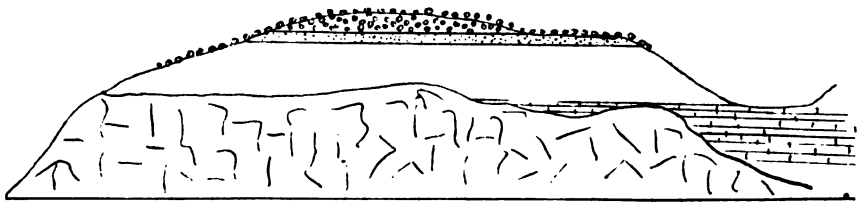


Fig. 2.

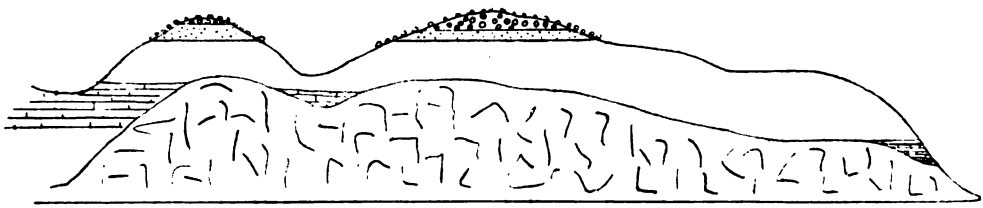


Fig. 3.

Fig. 4.

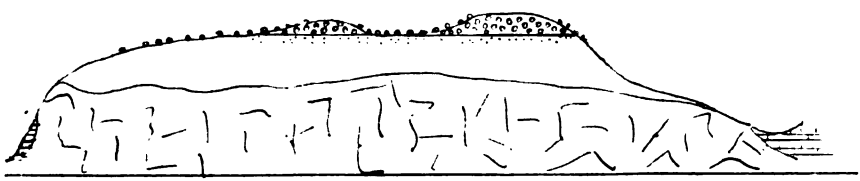
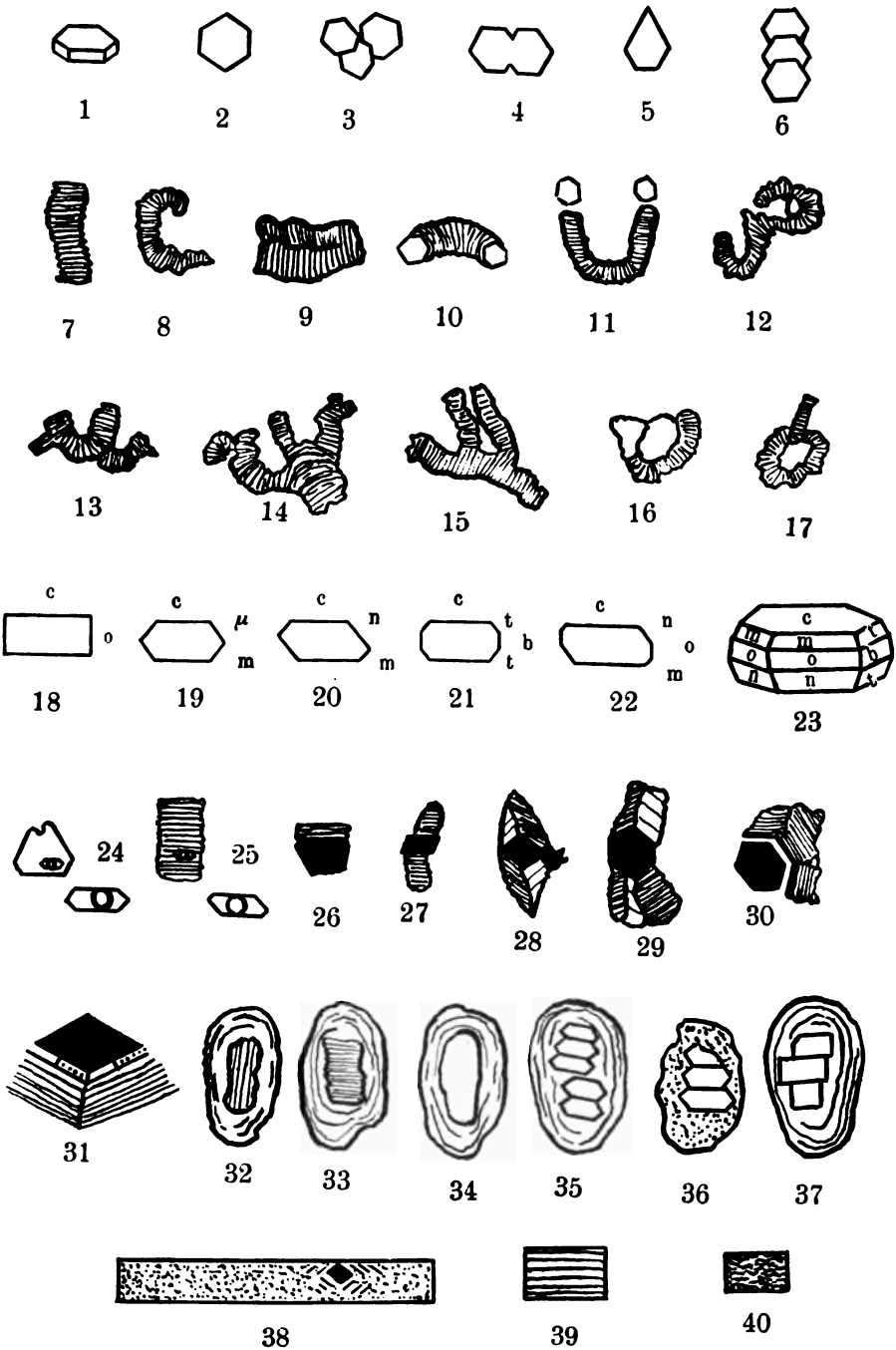


Fig. 5.

W. Dietrich, Aelteste Donauschotter auf der Strecke Immendingen—Ulm.

Digitized by Google

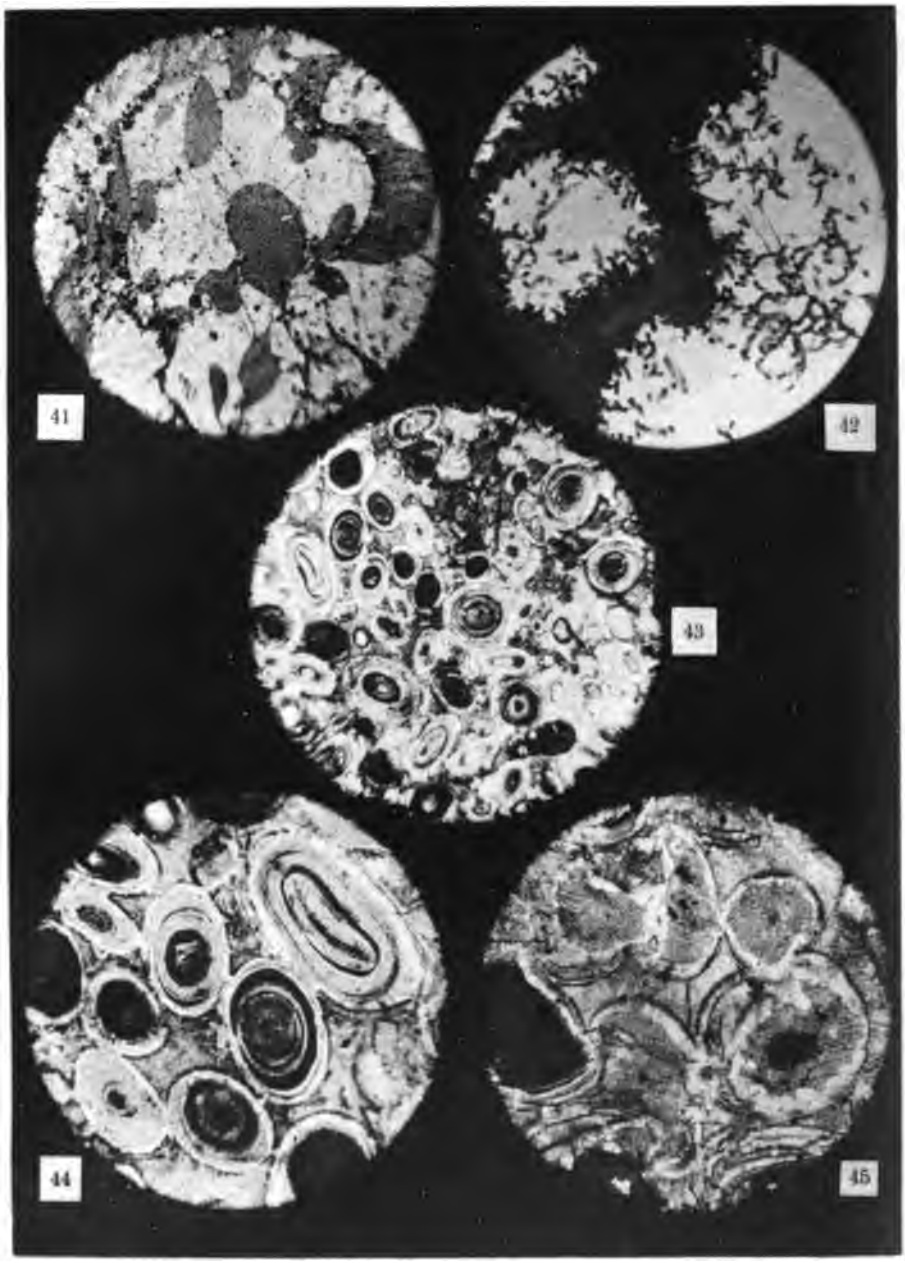
Digitized by Google



Zalinski: Thuringit und Chamosit aus Thüringen und Umgebung.

Digitized by Google

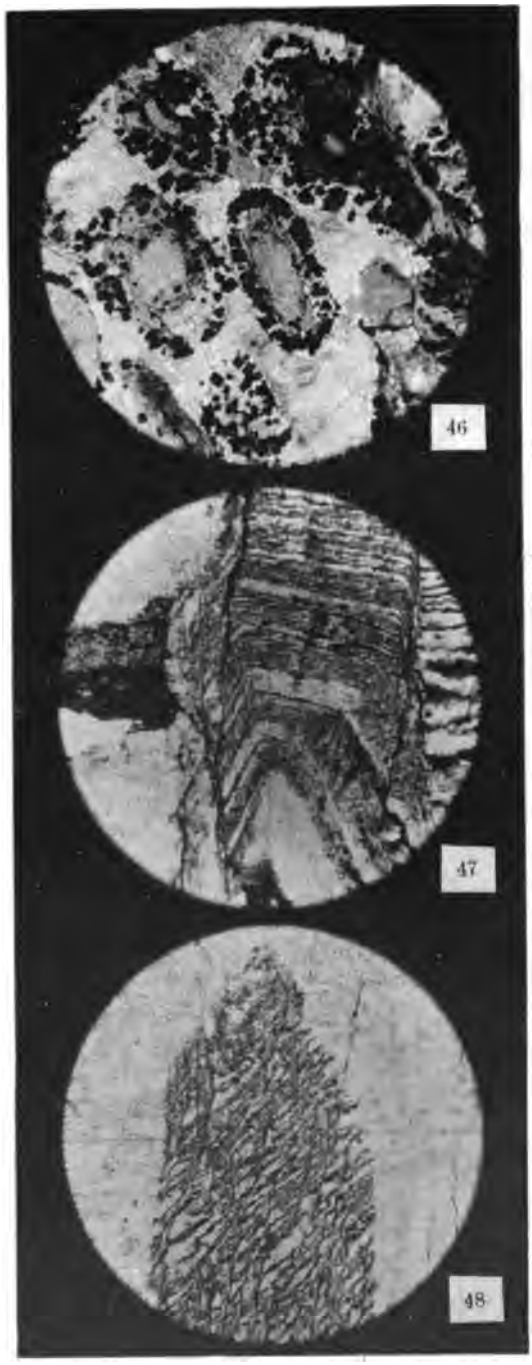
Digitized by Google



Zalinski: Thuringit und Chamosit aus Thüringen etc.

Digitized by Google

Digitized by Google



Zalinski: Thuringit und Chamosit aus Thüringen etc.

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Erklärung zu Tafel VI.

Fig. 1—3. Profile aus der Gegend des Randecker Maars.

Fig. 1. Doline südlich der Torfgrube.

„ 2. Gehänge am oberen Rand des Randecker Maars. Unweit vom Salzmannstein. Rechts der Strasse Ziegelhütte—Ochsenwang.

„ 3. Querprofil eines der Schuttwälle im Grunde des Randecker Maars. — a) Gerölle von Weissjura und hartem vulcanischen Tuff. b) Weisse, sandig-kalkige Masse, mit Gerölllage verbacken. c) Wirre Packung von Weissjura ε (selten!), viel δ, vulcanischem Tuff und Süsswasserkalk.

Fig. 4—8. Profile aus der Gegend von Nürtingen.

(Aufgenommen von Herrn Prof. Dr. Koken.)

Fig. 4. Einschnitt bei Nürtingen. — Westlich liegt Löss unmittelbar auf Liasthon, bildet aber nur noch einen schon mehrfach abgetragenen Mantel. Hier kein Kies. — Östlich Kies über Psilonotenkalk, dann Löss. — Kein Buntsandsteingeröll; viel Marmor und Lias. Zahlreiche ganz kantige und frische Schollen. — Nach Norden wird der Löss bis dicht an die Strasse abgestochen. Hier einzelne Geschiebe in ihm, aber in hohen Lagen ohne Regelmässigkeit.

„ 5. Verwerfung im Rhät bei Nürtingen. — Bruch am nördlichen Gehänge. — Stark zerklüftet, die weiten Klüfte mit Calcit übersintert. — Lias α auf Rhät als Decke auch in den Brüchen am südlichen Gehänge mit seltenen Psilonoten. — Nirgends Andeutung eines Bonebed.

„ 6. Profil bei Unterboihingen.

„ 7. Desgleichen. Scheinbar dislocirte Geschiebelagen. Die Schichten sind gestört, doch ist die Richtung der durchstreichenden Verwerfung nicht festzustellen.

„ 8. Einschnitt bei Nürtingen. Profil eines Probegrabens in der östlichen Wand.

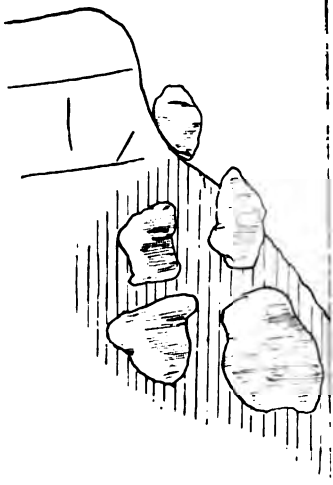
Fig. 9—11. Profile von Unter—Oberboihingen.

(Aufgenommen von Herrn Prof. Dr. Fraas.)

Fig. 9. Grosser Anschnitt bei der Strassenverlegung bei der Otto'schen Fabrik. Unterboihingen. Kies bis 2 m mächtig, die grossen, sehr zahlreichen Blöcke fast ausschliesslich aus Angulatensand, seltener α-Kalk und Stubensandstein. Die kleinen Gerölle meist Weissjura, auffallend viel Bohnerz, ferner Dogger, Lias, Stubensand, Muschelkalk.

„ 10 und 11. Oberboihingen. Kleine diluviale Verwerfungen! (Vergl. p. 124 und 125.)

Digitized by Google



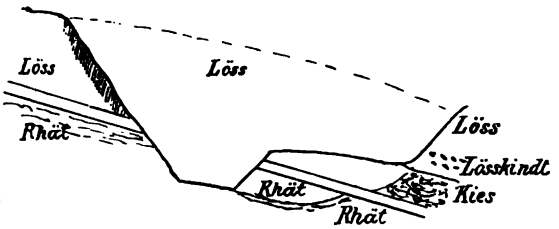
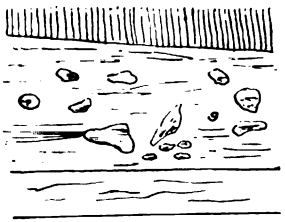


Fig. 4.



Löss.

Geschiebe mit Lehm.

Viel Buntsandstein, Muschelkalk u. Keuper.

Liaskalk.

Fig. 6.

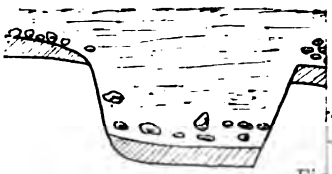


Fig.

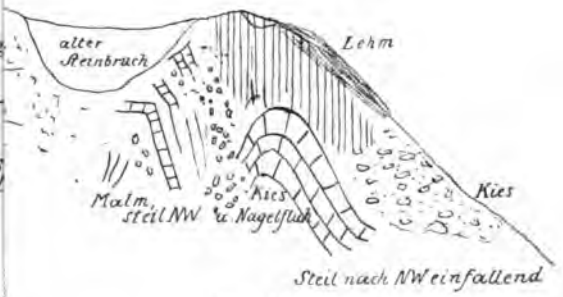


Fig. 10.

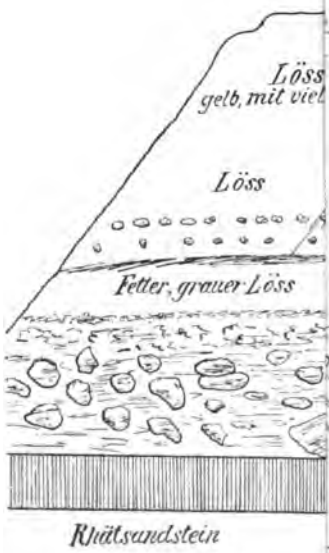
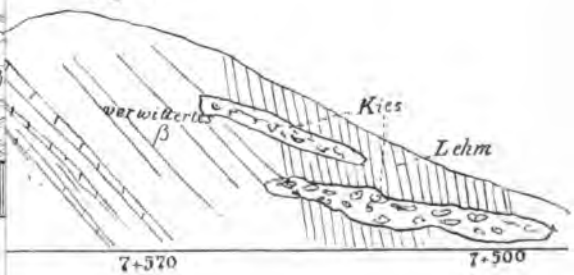


Fig. 8.

Fig. 11.



Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Rutil (dunkelbraun)
Granat (hell, facettiert).
Opakes Mineral. (schwarz).

Spinell (schwarz).

Erklärung zu Tafel VII und VIII.

Zweck der umstehenden Darstellung ist, zu zeigen, welch interessante und grundverschiedene mineralogische Zusammensetzung gleichartig scheinende Lehmmassen haben können. Über die Darstellung dieser Präparate vergl. p. 88.

Kenner mikroskopischer Gesteinspräparate, deren Auge nur auf Schliffe von bestimmter Dicke eingeschult ist, finden hier völlig Abweichendes.

Abgesehen davon, dass kein Gesteinsschliff vorliegt, sondern nur freie Einzelmineralien zur Darstellung kommen, wird ihnen auffallen:

1. Die Intensität der Interferenzfarben.
2. Dass die charakteristischen Winkelverhältnisse der Mineralien fehlen.

Die intensiven Interferenzfarben, deren Stärke und Nüance selbst bei gleichen Mineralien noch nach Dicke und Stellung (Pleochroismus) wechseln, erklären sich daraus, dass der Durchmesser der Mineralkörner die übliche Dicke technisch hergestellter Dünnschliffe weit übertrifft. Auch die Winkel der Spaltbarkeit sind nicht immer berücksichtigt, da das Gewirr der Risslinien zu mannigfach war, um dargestellt zu werden. Denn neben den charakteristischen Spaltwinkeln, die je nach ihrer Lage im Mineralkorn in verschiedener Grösse durchprojicirt werden, erscheinen viele weitere dunkle Linien, welche, bedingt durch mechanischen Bruch, oder chemische Corrosion der Oberfläche, oder sich ansetzende Neukrystallisationen, das Bild ändern. Deshalb kommen charakteristische Linienzüge nur noch selten (Turmalin, Disthen, Zirkon) zur Geltung.

Besonders erwähnt sei der scharfe Contrast, in welchem das Präparat vom Schuttbruch bei der Torfgrube einerseits zum Lösslehm des Randecker Maars, andererseits zum oberschwäbischen Moränenboden steht (vergl. p. 141—143).

Diese Methode, bei welcher die mikroskopische Mineralbestimmung weitere Schlüsse auf die Genesis fraglicher Bildungen erlaubt, leistet gerade dem Diluvialgeologen sehr gute Dienste.

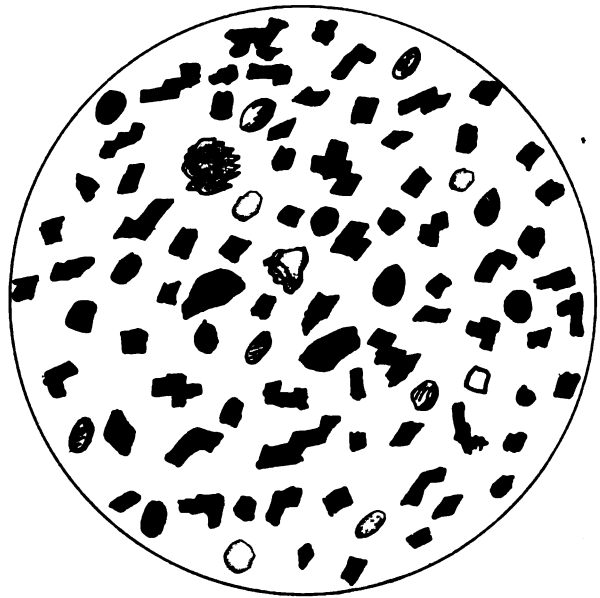
Digitized by Google

I

Präparat aus dem Löss
der **Neckartenzlinger** Gegend.

Glaukophan (blaugrau)
Gew. Hornblende (dunkelgrün)
Epidot (zeisiggrüner Pistazit.)
Staurolith (gelbbraun, Pleochroismus)
Zirkon (hell, mit starkem Rand)
Turmalin (braungrün)
Rutil (dunkelbraun)

II



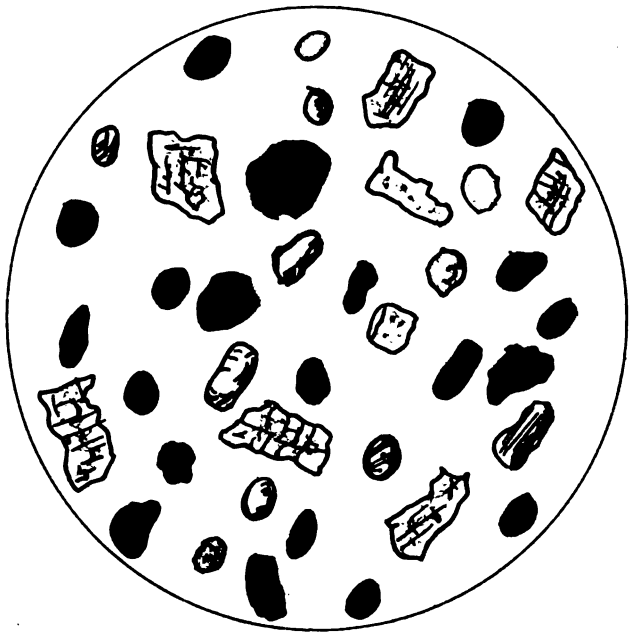
Präparat von dem Lösslehm
der Ziegelhütte am **Randecker Maar.**

Turmalin (schmutziggrün)
Staurolith (hellgelb-gelbbraun, Pleochroismus!)
Rutil (braun)
Zirkon (hell, mit starkem Rand)
Granat (hell, facettiert)
Spinell (schwarz).

Digitized by Google

Digitized by Google

III



Präparat aus dem sandigen Lehm
des Schuttbruchs bei der **Schopflocher** Torfgrube.

Disthene (hell, mit kleinen Einschlüssen)
Rutil (braun)
Zirkon (hell, mit starkem Rand)
Turmaline (braungrün, pleochroitisch).
Andalusit

IV

Präparat aus der Moräne
von **Aulendorf.**

Hornblende (blaugrün)
Turmalin (bräunlich)
Epidot (zeisiggrün)
Staurolith (gelb-gelbbraun)
Granat (hellgrau-farblos)
Zirkon (hell, mit starkem Rand)
Opakes Mineral. (schwarz).

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Erklärung zu Tafel X.

(Im Text ist überall versehentlich Tafel VII gesetzt, was wir zu berichtigen bitten!)

Fig. 1. Structur eines Feldspathbasaltes, erhalten durch Umschmelzung des Amphibolites von Radlbach.

„ 2. Glasige Grundmasse mit sehr schön ausgebildeten Krystallskeletten, erhalten durch Zusammenschmelzen des Amphibolites von Radlbach mit $\frac{1}{10}$ Wolframsäure.

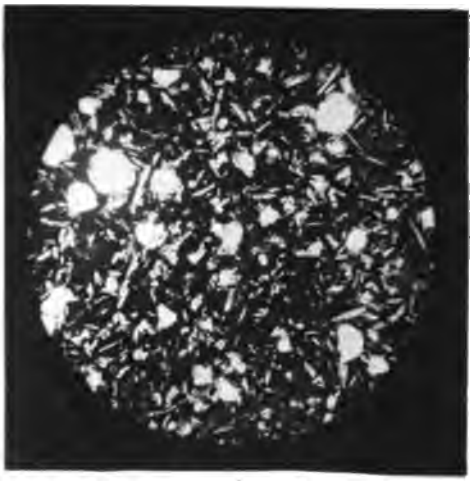
„ 3. Schmelze mit Intersertalstructur aus Biotitgneiss mit $\frac{1}{10}$ Wolframsäure.

„ 4. Leucitführende Partien, entstanden beim Umschmelzen der Biotitgneissmischung mit je $\frac{1}{10}$ KF und CaF_2.

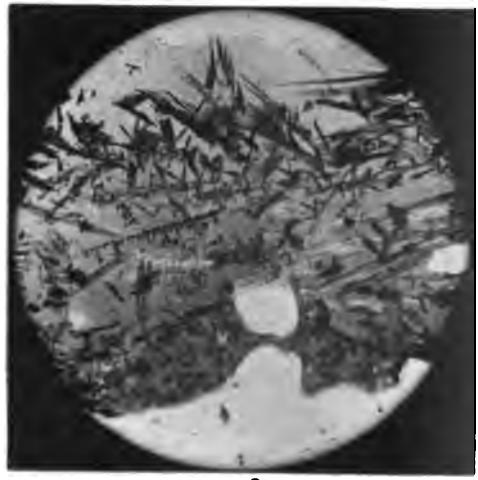
„ 5. Leucitkrystallskelette aus der Umschmelzung des Glimmerschiefers von Brixen mit je $\frac{1}{10}$ CaF_2 und KF und $\frac{1}{5}$ Li_3VO_4.

„ 6. In einer glasigen Grundmasse eingelagerte Augitnadeln, erhalten beim Umschmelzen der künstlichen Mischung des Granites von Granit-Peak mit $\frac{1}{2}$ $Na_2S_2O_3$.

Digitized by Google

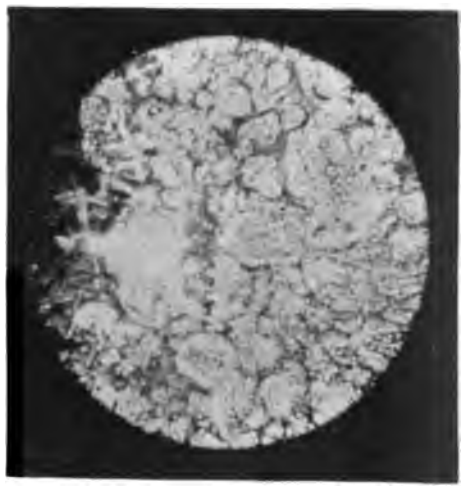


1



2

3



4

Jppen phot: 5

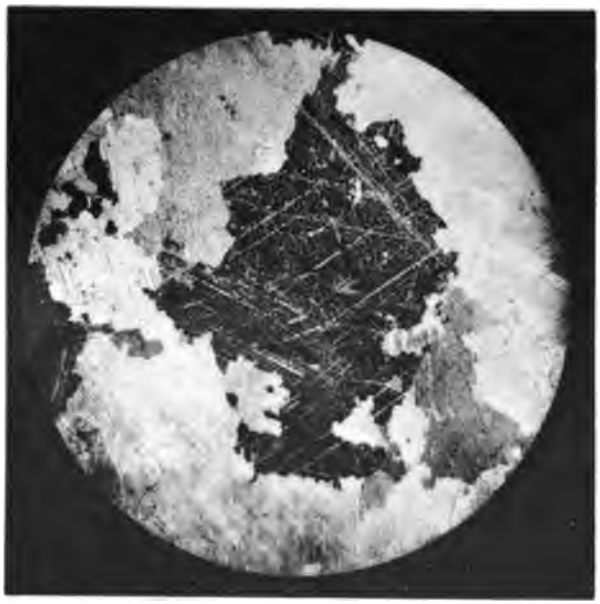
6

Lenarčič: Petrogenetische Studien.

Digitized by Google

Digitized by Google

1

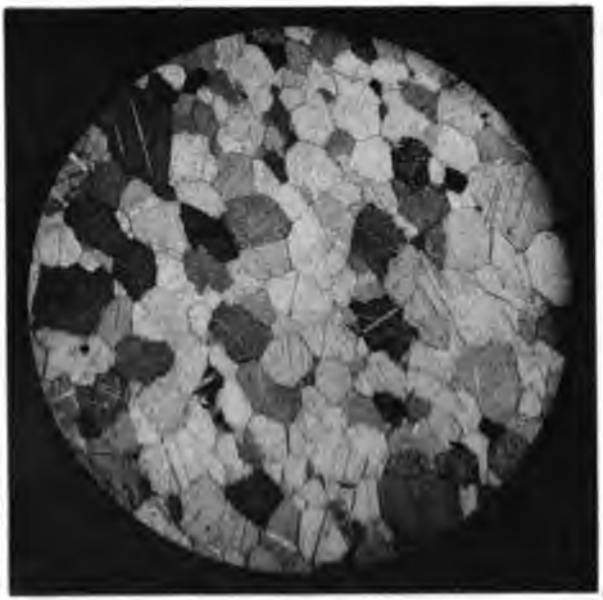


2

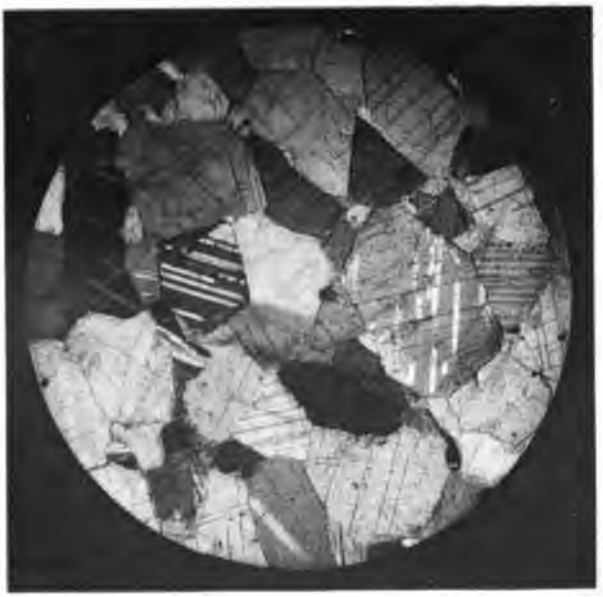
Lindemann: Körnige Carbonatgesteine.

Digitized by Google

Digitized by Google



3

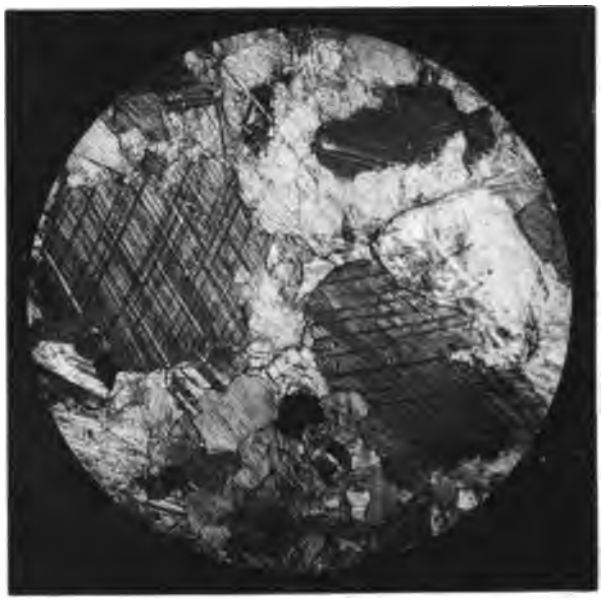


4

Lindemann: Körnige Carbonatgesteine.

Digitized by Google

Digitized by Google



5

6

Lindemann: Körnige Carbonatgesteine.

Digitized by Google

Digitized by Google

2 1

v. Huene: Dystrophaeus viaemalae.

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Erklärung zu Tafel XVII.

Fig. 1. *Medlicottia primas* Waag. (Original Waagen's aus der Zone des *Xenodiscus carbonarius* von Jabbi.)

„ 1a. „ „ „ Siphonalseite.

„ 1b. „ „ „ Lobenlinie.

„ 2. *Episageceras Wynnei* Waag. (Original Waagen's aus der Zone des *Episageceras Wynnei* von Bilot.)

„ 2a. „ „ „ Siphonalseite.

„ 2b. „ „ „ Lobenlinie.

a_{1-15} Rudimentäre Adventivloben.

A Adventivlobus.

L_1 Erster Lateral.

L_2 Zweiter Lateral.

a Auxiliarloben.

Es_1 Äusserer Zweig des Externsattels.

Es_2 Innerer Zweig des Externsattels.

Digitized by Google

Fig. 1.

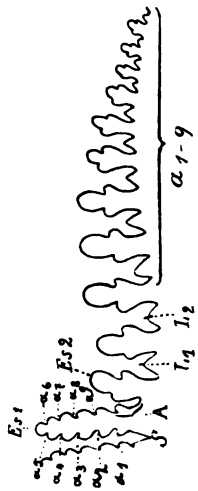


Fig. 1 b.

Fig. 1 a.

Fig. 2.

Fig. 2 b.

Fig. 2 a.

Noetling: Medlicottia.

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Erklärung zu Tafel XVIII.

Fig. 1. *Episageceras dalailamae* DIENER sp. (Original DIENER's aus d
Zone des *E. dalailamae* v
Rimkin Paiar.)

„ 1 a. „ „ „ Siphonalseite.

„ 1 b. „ „ „ Vorderansicht.

„ 1 c. „ „ „ Lobenlinie.

„ 2. *Episageceras latidorsatum* sp. nov. (Zone des *Prionolobus rotu*
datus von Virgal.)

„ 2 a. „ „ „ „ Siphonalseite.

„ 2 b. „ „ „ „ Lobenlinie.

a Rudimentäre Adventivloben.
A Adventivlobus.
L_1 Erster Lateral.
L_2 Zweiter Lateral.
a Auxiliarloben.
Es_1 Äusserer Zweig des Externsattels.
Es_2 Innerer Zweig des Externsattels.

Digitized by Google

Fig. 1.

Fig. 1a.

Fig. 1c.

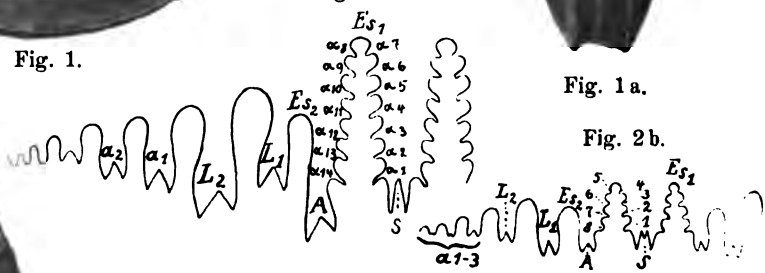


Fig. 2b.

Fig. 1b.

Fig. 2.

Fig. 2a.

Noetling: Medlicottia.

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Erklärung zu Tafel XX.

Fig. 1— 8. Entwickelung der Lobenlinie von *Medlicottia (?) artiensis* Grün. sp.

„ 9—13. Entwickelung der Lobenlinie von *Medlicottia Orbignyana* Vern. sp.

(Copien nach Karpinski.)

α Rudimentäre Adventivloben.
A Adventivlobus.
L_1 Erster Lateral.
L_2 Zweiter Lateral.
a Auxiliarloben.
Es_1 Äusserer Zweig des Externlobus.
Es_2 Innerer Zweig des Externlobus.

Digitized by Google

Digitized by Google

Erklärung zu Tafel XIX.

Fig. 1. Lobenlinie von *Medlicottia primas* Waag. sp. (Stark vergrössert.)
„ 2. „ „ *Episageceras Wynnei* Waag. sp. (Stark vergr.)
„ 3. „ „ „ *dalailamae* Diener sp. (Stark vergr.)
„ 4. „ „ „ *latidorsatum* sp. nov. (Stark vergr.)
„ 5. „ „ *Mettlicottia Orbignyana* Vern. sp. (Copie nach Verneuil.)
„ 6. „ „ „ *Verneuili* Gem. (Copie n. Gemmellaro.)
„ 7. „ „ „ *Marcoui* Gem. (Copie n. Gemmellaro.)
„ 8. „ „ „ *bifrons* Gem. (Copie n. Gemmellaro.)
„ 9. „ „ „ *Trautscholdi* Gem. (Copie n. Gemmellaro.)

a Rudimentäre Adventivloben.
A Adventivlobus.
L_1 Erster Lateral.
L_2 Zweiter Lateral.
a Auxiliarloben.
Es_1 Äusserer Zweig des Externsattels.
Es_2 Innerer Zweig des Externsattels.

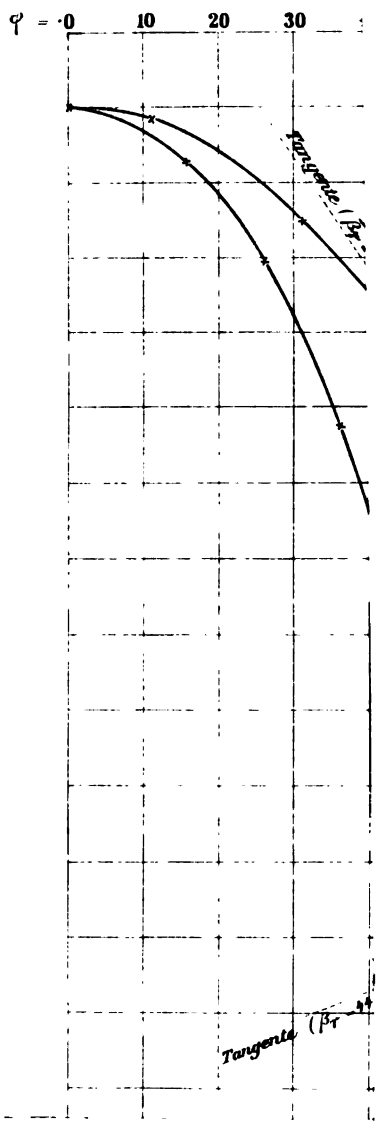
Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

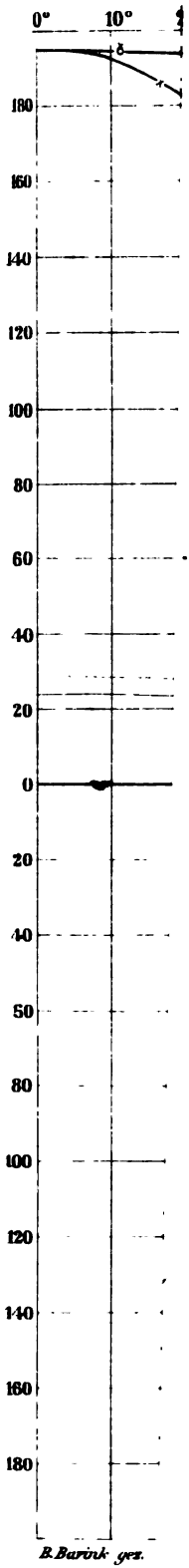
Digitized by Google



B. Barink ges.

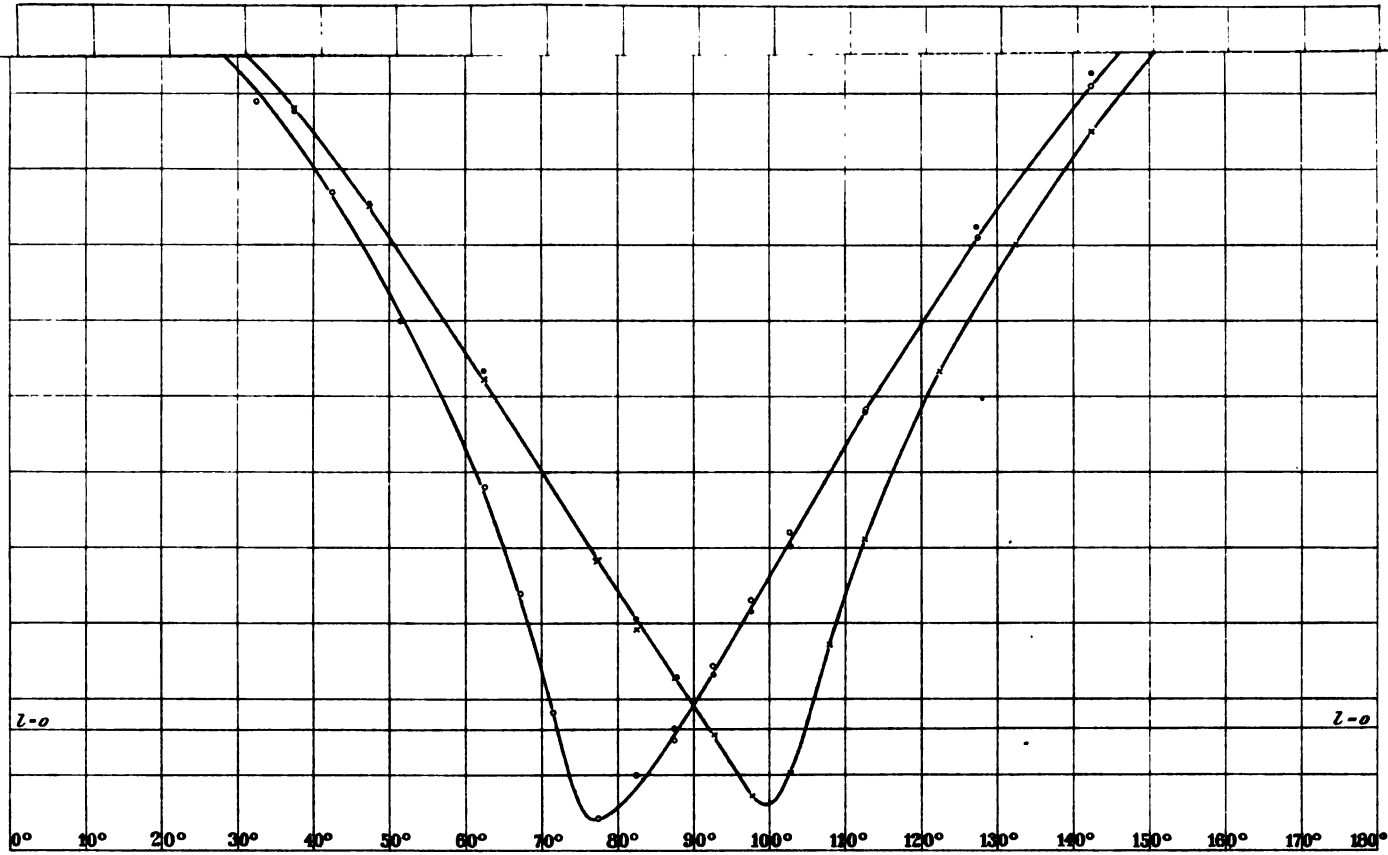
Digitized by Google

Digitized by Google



Digitized by Google

Digitized by Google



Taf. XXIII.

B. Barink ges.

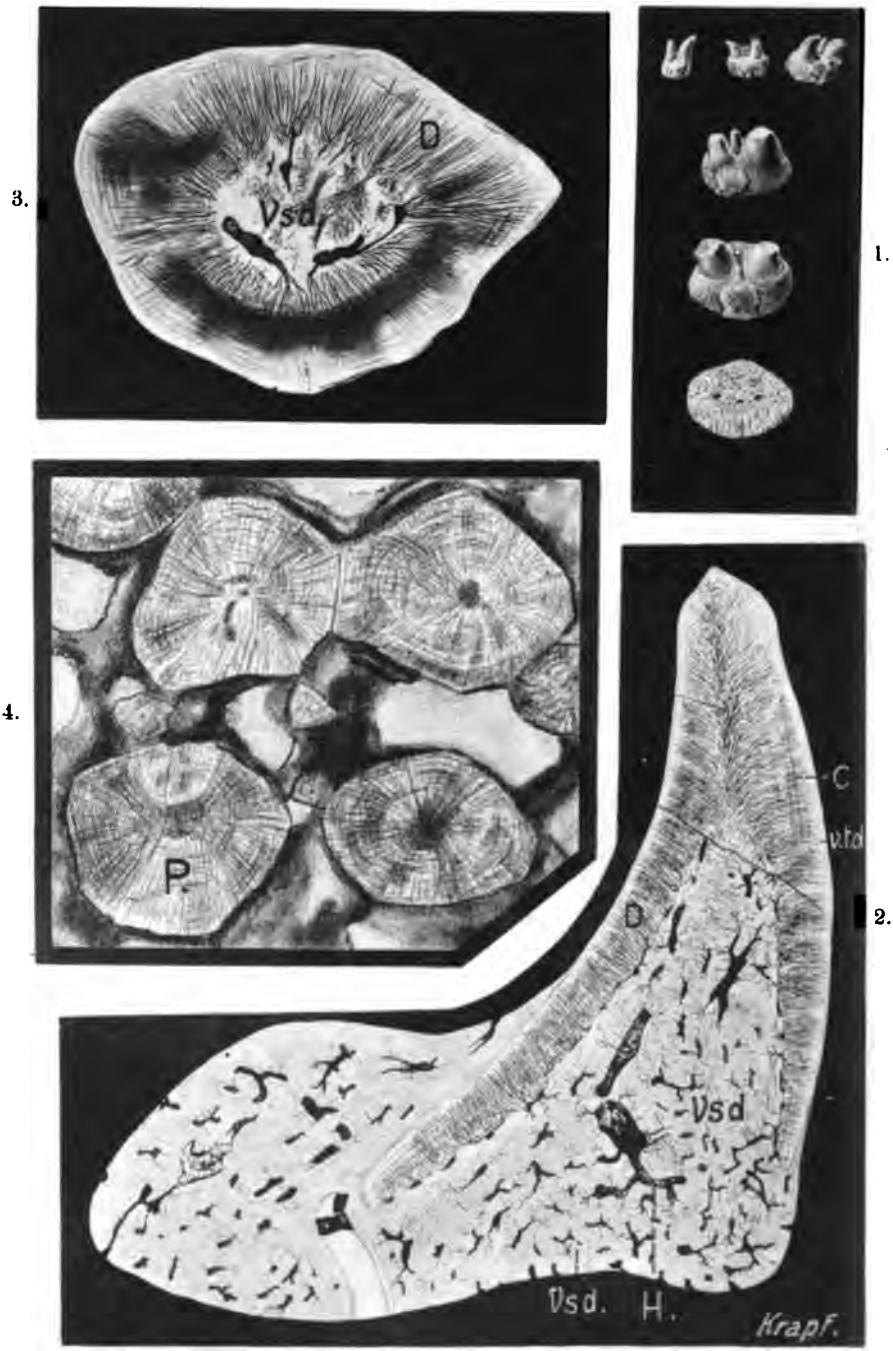
Lit. u. Druck v. Wilh. C. Rübsamen, Stuttgart.

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google



Broili: Diacranodus texensis Cope.

Digitized by Google

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

Digitized by Google

1.

2.

6.

7.

2a.

1a.

3.

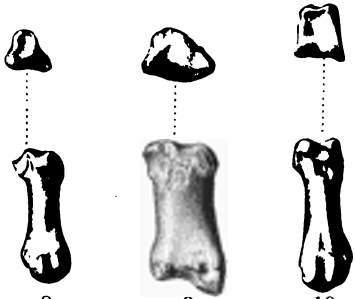
5.

6a.

7a.

4.

5a.


8. 9. 10.

1/2
11.

12.

12a.

13.

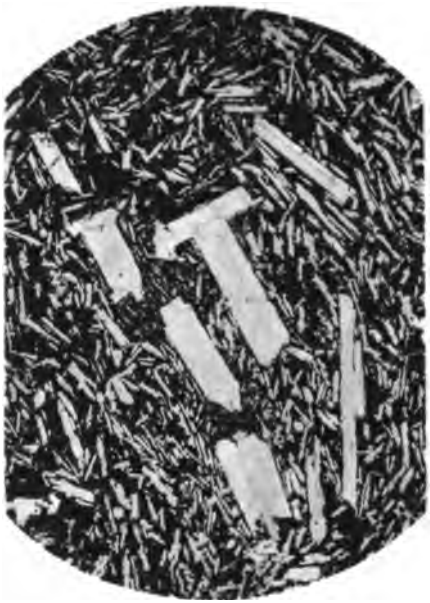
14.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart

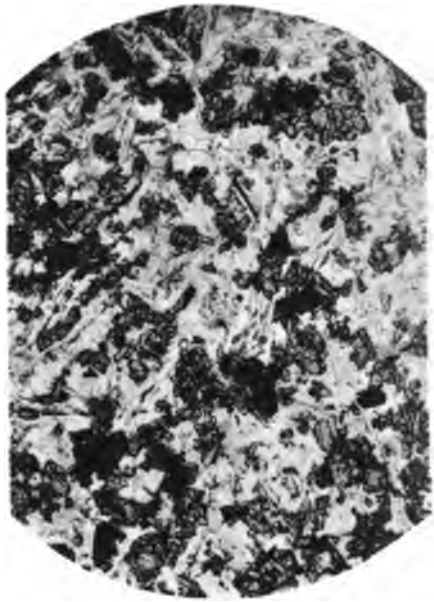
Schlosser: Einige Säugetierfaunen aus dem Miocän.

Digitized by Google

Digitized by Google



1.



2.

3.

4.

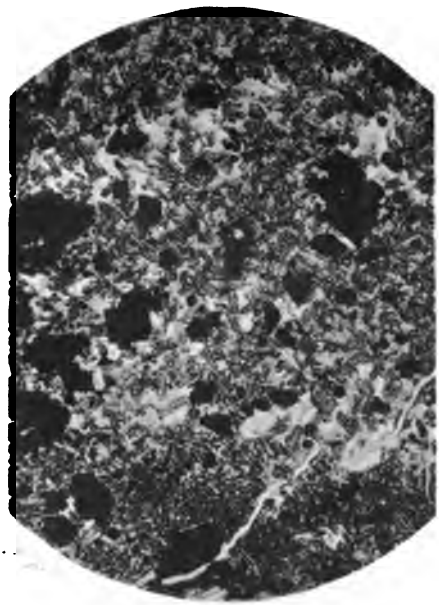
A. Schwantke phot.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart

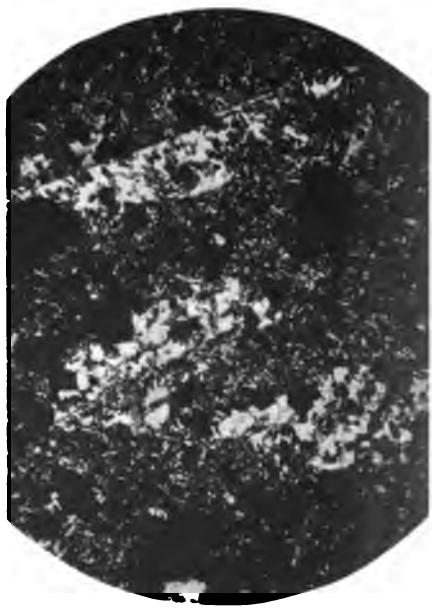
Digitized by Google

Digitized by Google

5.



6.



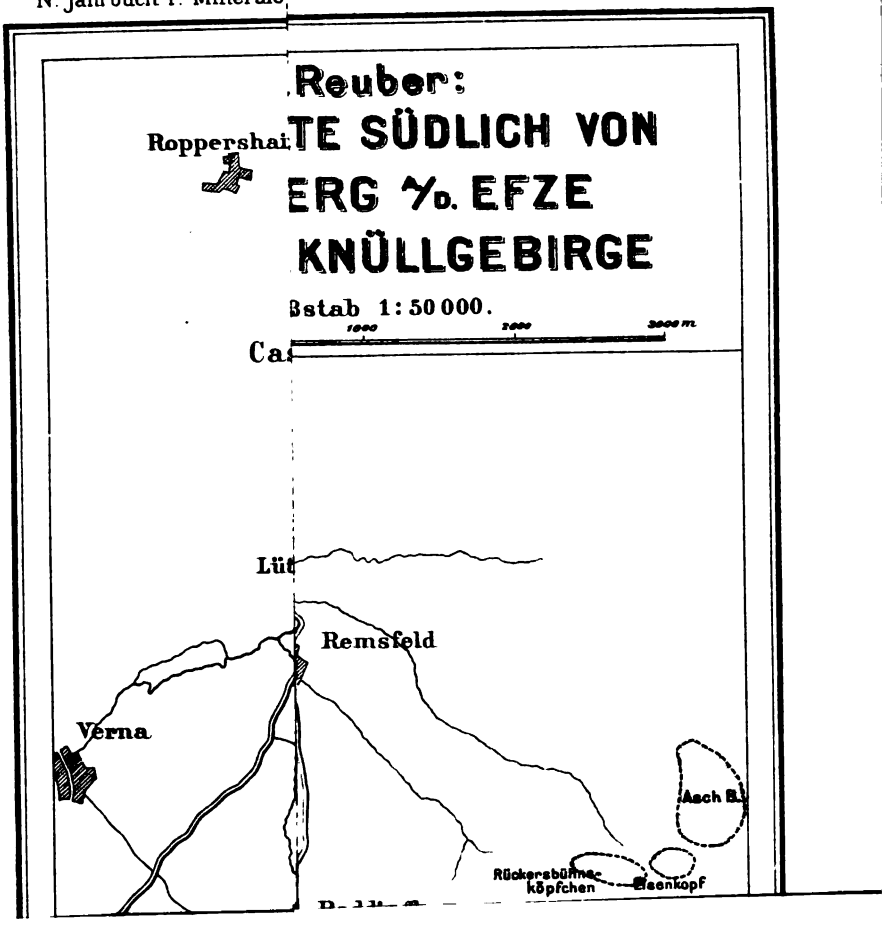
7.

A. Schwantke phot.

Lichtdruck der Hofkunstanstalt von Martin Rommel & Co., Stuttgart.

Digitized by Google

Digitized by Google



Digitized by Google

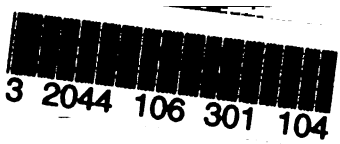
Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

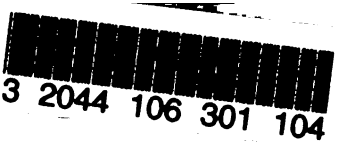
Digitized by Google


3 2044 106 301 104

Date Due

Digitized by Google

Digitized by Google


3 2044 106 301 104

Date Due

Digitized by Google

Digitized by Google